



**Flávio Miguel
da Silva Jorge**

**Separação das Contribuições de Chuva e Gelo para
o XPD na Banda Ka**





**Flávio Miguel
da Silva Jorge**

**Separação das Contribuições de Chuva e Gelo para
o XPD na Banda Ka**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Electrónica e Telecomunicações, realizada sob a orientação científica do Prof. Doutor Armando Rocha, Professor Auxiliar do Departamento de Electrónica, Telecomunicações e Informática da Universidade de Aveiro, e do Prof. Doutor José Neves, Professor Catedrático do Departamento de Electrónica, Telecomunicações e Informática da Universidade de Aveiro.

Dedico este trabalho aos meus pais e amigos, sem os quais não poderia chegar aqui.

Em memória de Maria das Neves e Manuel Miguel Jorge, meus avós, que são, para mim, exemplo de humildade e honestidade.

"Nenhuma grande descoberta foi feita jamais sem um palpite ousado."

Isaac Newton

O Júri

Presidente

Prof. Doutor João Nuno Pimentel da Silva Matos

Professor Associado do Departamento de Electrónica, Telecomunicações e Informática da Universidade de Aveiro

Orientador

Prof. Doutor Armando Carlos Domingues da Rocha

Professor Auxiliar do Departamento de Electrónica, Telecomunicações e Informática da Universidade de Aveiro

Co-Orientador

Prof. Doutor José Carlos da Silva Neves

Professor Catedrático do Departamento de Electrónica, Telecomunicações e Informática da Universidade de Aveiro

Arguente

Prof. Doutor Victor Daniel Neto dos Santos

Professor Adjunto do Departamento de Engenharia Electrotécnica do Instituto Superior de Engenharia de Coimbra

Agradecimentos

Aos meus pais que são, para mim, exemplo de integridade, coragem e sacrifício por um bem maior, e por isso razão do meu orgulho. Sem eles não poderia chegar aqui. Obrigado por acreditarem.

Aos meus orientadores, o Prof. Armando Rocha e o Prof. José Neves, pela orientação ímpar que, cada um no contexto de seu cargo, me proporcionaram. A eles, o meu obrigado pelo trabalho que desenvolveram e desenvolvem, trabalho fulcral para que hoje tivesse todas as condições para produzir o trabalho que produzi.

Um agradecimento especial ao Prof Armando Rocha que, além de meu orientador, é, para mim, um amigo e exemplo de dedicação aos seus alunos. Obrigado pela disponibilidade e atenção no decorrer deste trabalho. Sem o seu apoio também eu não poderia chegar aqui. Obrigado por aprimorar o meu entusiasmo pela propagação e por me transmitir o valor do rigor e da exigência.

Agradeço também aqueles da minha família que sempre me apoiaram, em especial a minha madrinha, Bertília Oliveira.

Aos meus amigos que sempre me apoiaram incondicionalmente, em especial o Carlos Romeiro, o João Pereira, o Tiago Vallejo, o João Pires, o Xavier Soares, o Sandrio Fontes, e a Fernanda Lopes. A vós, o meu obrigado por serem, para mim, exemplos de companheirismo, de entreaajuda, e de equipa, no trabalho e no lazer. Obrigado por me ajudarem a crescer.

Um obrigado é também dedicado ao Bruno e à Sandra por me ajudarem na concepção de algumas figuras e imagens desta dissertação.

Por fim, mas não menos importantes, aos meus professores, em especial ao Prof. Nuno Borges de Carvalho que é, para mim, exemplo de determinação e vontade.

A todos vós o meu humilde obrigado!

palavras-chave

Comunicações por Satélite, Propagação Terra-Satélite, Despolarização, Atenuação, Dispersão, Canal Rádio, Modelos ITU, Anisotropia de Chuva

resumo

O presente trabalho pretende separar as contribuições da chuva e do gelo na despolarização Terra-Satélite na banda Ka.

Foi desenvolvido um modelo muito simples para o canal de propagação que envolve a cascata de dois meios (chuva e gelo) à custa do qual se pode estimar a contribuição do gelo para a discriminação da polarização cruzada. O modelo, baseado numa criteriosa selecção das características do modelo de chuva, foi avaliado e validado.

De seguida foi tomado um ano de dados experimentais, que se insere numa base de dados já de longa duração, procedendo-se à sua análise e ao seu processamento, tendo-se tomado por base a atenuação com vista à estimativa do XPD da chuva com a consequente extracção do gelo.

Como se pode constatar, a separação das duas contribuições ocorre com sucesso, contando que a correcta modelação da população de chuva envolvida acontece, tal efectuado por meio da escolha da melhor DSD e da aplicação de um factor correctivo à anisotropia de chuva teórica.

Algumas conclusões são de seguida derivadas sobre a anisotropia da população de chuva e da contribuição de gelo em função da atenuação.

keywords

Satellite Communications, Earth-Satellite Propagation, Depolarization, Attenuation, Scattering, Channel Radio, ITU Models, Rain Anisotropy

abstract

This thesis work is about the separation and estimation of the rain and ice contributions to depolarization-Satellite Earth in Ka band.

We developed a simple model for the propagation channel involving a cascade of two media (ice and rain) that can estimate the contribution of ice to the cross polarization discrimination. The model, based on careful selection of the features of rain depolarization contributions, was evaluated and validated.

Then one year of experimental data, from a long duration dataset collected with an experiment with Hotbird-6, was analysed and processed in an event basis deriving rain population anisotropy from attenuation and then the consequent extraction of the ice.

As can be seen, the separation of the two contributions occurs successfully, provided that the correct modeling of the rain population DSD is used and a suitable rain anisotropy reduction factor is used.

Some conclusions are then derived on the anisotropy of the rain population and ice contribution as a function of the attenuation.

ÍNDICE

Capítulo 1: Introdução	1
1.1 Motivação e Objectivos	3
1.2 Estrutura da Dissertação	4
1.3 Estado da Arte	5
Capítulo 2: Atmosfera e Dinâmica da Troposfera	7
2.1 Estrutura	8
2.1.1 Troposfera	8
2.1.2 Estratosfera	9
2.1.3 Camadas Superiores	10
2.2 Composição	11
2.2.1 Componentes Maioritários	11
2.2.2 Componentes Minoritários	11
2.3 Fenómenos Meteorológicos	12
2.3.1 Fenómenos Físicos	12
2.3.2 Advecção	13
2.3.3 Fenómenos da Troposfera	13
Capítulo 3: Estrutura do Meio de Propagação	19
3.1 Macroestrutura	20
3.1.1 Tipos de Chuva	20
3.1.2 Perfil Horizontal da Chuva	21
3.1.3 Perfil Vertical da Chuva	22
3.1.4 Altura da Chuva	23
3.1.5 Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuva	23
3.2 Microestrutura	31
3.2.1 Tamanho e Forma das Gotas de Chuva	31
3.2.2 Orientação das Gotas	33
3.2.3 Velocidade de Queda das Gotas	35
3.2.4 Tamanho e Forma do Gelo	37
3.2.5 Orientação e Velocidade de Queda do Gelo	41
3.2.6 Ocorrência	43

Capítulo 4: Propagação Troposférica	45
4.1 Frequência e Comunicações Espaciais	46
4.2 Condicionantes da Propagação Terra-Satélite	46
4.2.1 Atenuação Devido a Gases	46
4.2.2 Atenuação Devido a Hidrometeoros	47
4.2.3 Despolarização Devido a Hidrometeoros	56
Capítulo 5: Dispersão de Ondas Rádio em Hidrometeoros e Matriz de Transmissão do Meio	65
5.1 Problemática	66
5.2 Dispersão Numa Partícula	69
5.3 Amplitude e Parâmetro de Scattering.....	71
5.4 Teorema da Extinção	72
5.4.1 Partícula Isolada	72
5.4.2 Distribuição de Partículas	76
5.5 Extinção e Dispersão Numa Distribuição de Scatterers Monodispersa	76
5.6 Constante de Propagação Numa Distribuição Uniforme de Partículas	80
5.7 Propriedades Dielétricas do Meio	81
5.7.1 Permitividade Complexa do Gelo	81
5.7.2 Permitividade Complexa da Água Pura Líquida	82
5.8 Cálculo da Amplitude de Scattering de Partículas.....	85
5.8.1 Partículas Esféricas	85
5.9 Matriz de Transmissão e Anisotropia de Chuva	88
5.10 Atenuação e Despolarização	92
5.11 Matriz de Transmissão e Anisotropia de Gelo	94
5.12 Matriz Cascadeada e Extração do Gelo	95
Capítulo 6: Metodologia Experimental	99
6.1 Experiência de Propagação	100
6.1.1 História	100
6.1.2 Medidas.....	100
6.1.3 Pré-Processamento e Organização dos Dados.....	101
6.2 Obtenção das Previsões Teóricas	102
6.3 Processamento dos Dados	110
6.3.1 Carregamento e Validação	111

6.3.2	Filtragem	112
6.3.3	Outros Processos e Metodologia de Análise.....	114
6.4	Exemplos	122
6.4.1	Chuva.....	123
6.4.2	Gelo	140
6.4.3	Chuva e Gelo	150
Capítulo 7: Resultados		181
7.1	Aplicação de Análise Estatística de Eventos.....	182
7.2	Estatísticas Cumulativas	183
7.3	Estatísticas Conjuntas.....	185
Capítulo 8: Conclusão e Trabalho Futuro		197
8.1	Conclusão	198
8.2	Trabalho Futuro.....	199
Anexo		201
Referências		205

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1 - Nascer do Sol observado da ISS[1].	8
Figura 2-2 - Esquema ilustrativo das várias camadas atmosféricas[4].	9
Figura 2-3 - Camadas da atmosfera observadas da ISS.	10
Figura 2-4 - Nuvens em fotografia aérea[8].	14
Figura 2-5 - Nuvens de extensão vertical.	16
Figura 2-6 - Nuvem cumulo-nimbus com formato de bigorna.	17
Figura 3-1 - Distribuição de Marshall e Palmer para várias taxas de precipitação	25
Figura 3-2 - Distribuição de Joss para os vários tipos de chuva e para várias taxas de precipitação.	26
Figura 3-3 - Distribuição de Atlas e Ulbrich para várias taxas de precipitação.	27
Figura 3-4 - Distribuição de Sekine e Lind para várias taxas de precipitação.	29
Figura 3-5 - Aplicação para comparação de DSD em função da taxa de precipitação.	30
Figura 3-6 - Comparação de DSD.	30
Figura 3-7 - Forma das gotas em função do raio da esfera equivolumétrica em mm.	32
Figura 3-8 - ângulo de Inclinação das gotas em função do raio e da altura h (velocidade do vento de 15m/s).	34
Figura 3-9 - Velocidade terminal de queda de gotas de chuva para diferentes altitudes acima do nível do mar com o ar em repouso.	36
Figura 3-10 - Velocidade terminal de queda de gotas em função do diâmetro de acordo com vários autores.	37
Figura 3-11 - Estrutura cristalina do gelo.	38
Figura 3-12 - Variedade de cristais de gelo.	39
Figura 3-13 - Diagrama morfológico de cristais de gelo em desenvolvimento no ar a 1 atm.	40
Figura 3-14 - Exemplos de diferentes tipos morfológicos de cristais de gelo. Em (a) tem-se um prato simples de 1.4mm, em (b) encontra-se um prato mais complexo de 2.1mm, em (c) observa-se uma dendrite de 3mm, em (d) contempla-se uma coluna hexagonal simples de 0.45mm de comprimento, em (e) observam-se agulhas de 1.1mm de comprimento e em (f) tem-se uma coluna tapada de 0.6mm de comprimento.	41
Figura 3-15 - Exemplo de inversão de fase do vector XPD.	42
Figura 4-1 - Atenuação específica devido a gases atmosféricos com pressão de 1013 hPa, temperatura de 15°C e densidade de vapor de água de 7.5 g / m^3 .	47
Figura 4-2 - Esquema da ligação Terra-Satélite: A – Precipitação gelada; B – Altura da chuva; C – Precipitação líquida; D – Percurso Terra-Satélite	48
Figura 4-3 - Atenuação em função da frequência.	52

Figura 4-4 - Atenuação em função do ângulo de elevação.....	53
Figura 4-5 - Atenuação em função do ângulo de inclinação da polarização.	53
Figura 4-6 - Atenuação em função da taxa de precipitação.	54
Figura 4-7 - Atenuação em função da percentagem de tempo (Aveiro).	54
Figura 4-8 - XPD em função da atenuação.....	60
Figura 4-9 - XPD em função da frequência.....	61
Figura 4-10 - XPD em função do ângulo de elevação.....	62
Figura 4-11 - XPD em função do ângulo de inclinação da polarização.	62
Figura 4-12 - Distribuição cumulativa da taxa de precipitação em Aveiro.	63
Figura 4-13 - Atenuação devido a chuva em Aveiro.	63
Figura 4-14 - Estatísticas sazonais para Aveiro.	63
Figura 5-1 - Fenómeno de scattering.	70
Figura 5-2 - Esquema ilustrativo do fenómeno de scattering.....	71
Figura 5-3 - Dispersão de Mie para gotas esféricas de água a 290 K para diversos tamanhos.....	75
Figura 5-4 - Dispersão de Mie para esferas de gelo a 260 K e para diversos tamanhos. ...	75
Figura 5-5 - Extinção e dispersão numa nuvem de partículas.	77
Figura 5-6 - Parte imaginária da permitividade eléctrica do gelo em função da frequência e da temperatura.	82
Figura 5-7 - Parte real da permitividade eléctrica da água em função da frequência e da temperatura.	84
Figura 5-8 - Parte imaginária da permitividade eléctrica da água em função da frequência e da temperatura.	84
Figura 5-9 - Limites de aplicação da dispersão segundo a dimensão da partícula em relação ao comprimento de onda.....	86
Figura 5-10 - Diagrama de radiação do scatterer de Rayleigh.....	87
Figura 5-11 - Geometria de Análise.....	88
Figura 5-12 - Decomposição do campo eléctrico nas componentes segundo os eixos axiais de uma gota.....	89
Figura 5-13 - Representação da interacção entre a onda e a gota.	91
Figura 5-14 - Definição de co-polarização e de polarização cruzada.....	93
Figura 5-15 - XPD para uma anisotropia puramente imaginária.	95
Figura 5-16 - Recuperação do XPD de chuva e gelo usando anisotropias simuladas.....	97
Figura 6-1 - Localização do satélite HotBird 6.....	100
Figura 6-2 - Processo conducente à obtenção do XPD de chuva.....	102
Figura 6-3 - Anisotropia para Joss-Drizzle.	104
Figura 6-4 - Anisotropia para Joss-Thunderstorm.....	104
Figura 6-5 - Anisotropia para Marshall e Palmer.	105

Figura 6-6 - Anisotropia e respectivo fitting em função da atenuação para JD.....	106
Figura 6-7 - Anisotropia e respectivo fitting em função da atenuação para JT.	107
Figura 6-8 - Anisotropia e respectivo fitting em função da atenuação para MP.	107
Figura 6-9 - XPD teórico em função da atenuação para as várias DSD consideradas.....	108
Figura 6-10 - Gráfico polar do XPD teórico para as várias DSD consideradas.....	109
Figura 6-11 - Atenuação teórica em função da taxa de precipitação.	110
Figura 6-12 - Fluxograma sintético da Aplicação de Análise Semiautomática de Eventos.	111
Figura 6-13 - Dados carregados.....	112
Figura 6-14 - Resposta do filtro.	113
Figura 6-15 - Série temporal da atenuação exemplificativa do processo de filtragem. ...	113
Figura 6-16 - Acção Principal.	115
Figura 6-17 - Acção Lateral.	116
Figura 6-18 - Análise de Selecção.	118
Figura 6-19 - Série temporal da atenuação.	124
Figura 6-20 - Série temporal da componente em fase do XPD medido com sobreposição das previsões teóricas.	124
Figura 6-21 - Série temporal da componente em quadratura do XPD medido com sobreposição das estimativas teóricas.....	125
Figura 6-22 - Série temporal do XPD com previsões teóricas em sobreposição.....	126
Figura 6-23 - Série temporal da atenuação conjunta com o XPD em fase medido.	126
Figura 6-24 - Série temporal da atenuação conjunta com o XPD em quadratura medido.	127
Figura 6-25 - Série temporal da atenuação conjunta com o em XPD medido.....	127
Figura 6-26 - Gráfico polar do XPD medido e respectivas previsões teóricas.....	128
Figura 6-27 - XPD em fase função da atenuação.....	129
Figura 6-28 - XPD em quadratura função da atenuação.	129
Figura 6-29 - XPD função da atenuação.	130
Figura 6-30 - Taxa de precipitação TB (pluviómetro de balde) e DC (pluviómetro de conta gotas).	130
Figura 6-31 - Série temporal da atenuação no troço seleccionado.	132
Figura 6-32 - Série temporal da atenuação conjunta com o XPD no troço seleccionado.	132
Figura 6-33 - Gráfico polar do XPD para o troço seleccionado.	133
Figura 6-34 - XPD função da atenuação.	134
Figura 6-35 - Taxa de precipitação para o troço seleccionado.....	134
Figura 6-36 - Factor de redução da anisotropia em função da atenuação.	135
Figura 6-37 - Média do erro e desvio padrão do erro da diferença entre o XPDin medido e o XPDin previsto para cada DSD.	135

Figura 6-38 - Série temporal do XPD em fase de gelo.	137
Figura 6-39 - XPD medido e reconstruído em gráfico polar.....	137
Figura 6-40 - Comparação entre as séries temporais dos dados com as previsões originais e as mesmas afectadas do factor de redução da anisotropia com a reconstrução dos dados.	138
Figura 6-41 - Série temporal do XPD de chuva, gelo e medido.	138
Figura 6-42 - Série temporal da atenuação marcada.....	139
Figura 6-43 - Série temporal do XPD em quadratura marcado.	139
Figura 6-44 - Série temporal do XPD em fase marcado.	139
Figura 6-45 - Série temporal da atenuação.....	140
Figura 6-46 - Série temporal da componente em fase do XPD.....	141
Figura 6-47 - Série temporal da componente em quadratura do XPD.	141
Figura 6-48 - Série temporal do XPD.	142
Figura 6-49 - Série temporal da atenuação conjunta com a componente em fase do XPD.	143
Figura 6-50 - Série temporal da atenuação conjunta com a componente em quadratura do XPD.	143
Figura 6-51 - Série temporal da atenuação conjunta com o XPD medido.....	144
Figura 6-52 - Representação do XPD em gráfico polar.	145
Figura 6-53 - XPD em fase função da atenuação.	145
Figura 6-54 - XPD em quadratura função da atenuação.....	146
Figura 6-55 - XPD função da atenuação.	146
Figura 6-56 - Taxa de precipitação ao longo do tempo.	147
Figura 6-57 - XPD reconstruído em gráfico polar.....	148
Figura 6-58 - Séries temporais do XPD e respectivas reconstruções.....	149
Figura 6-59 - Série temporal da atenuação.....	151
Figura 6-60 - Série temporal do XPD em fase e respectivas previsões teóricas.	151
Figura 6-61 - Série temporal do XPD em quadratura e respectivas previsões teóricas. ...	152
Figura 6-62 - Série temporal do XPD.	153
Figura 6-63 - Série temporal da atenuação conjunta com a componente em fase do XPD.	153
Figura 6-64 - Série temporal da atenuação conjunta com a componente em quadratura do XPD.	154
Figura 6-65 - Série temporal da atenuação conjunta com o XPD.	154
Figura 6-66 - Gráfico polar do XPD.....	156
Figura 6-67 - XPD em fase função da atenuação.	157
Figura 6-68 - XPD em quadratura função da atenuação.....	157
Figura 6-69 - XPD função da atenuação.	158

Figura 6-70 - Taxa de precipitação.	158
Figura 6-71 - Série temporal da atenuação.	160
Figura 6-72 - Séries temporais conjuntas do XPD e da atenuação.	160
Figura 6-73 - Gráfico polar do XPD.	161
Figura 6-74 - XPD função da atenuação.	162
Figura 6-75 - Taxa de precipitação.	162
Figura 6-76 - Factor de redução da anisotropia.	163
Figura 6-77 - Média e desvio padrão associado à diferença entre as partes reais do XPD medido e previsto.	164
Figura 6-78 - Série temporal da parte real do XPD de gelo.	164
Figura 6-79 - XPD em gráfico polar e reconstruções.	165
Figura 6-80 - Séries temporais do XPD e respectivas reconstruções.	166
Figura 6-81 - Série temporal do XPD medido, XPD de chuva prevista e XPD de gelo.	166
Figura 6-82 - Detalhe da reconstrução dos dados.	167
Figura 6-83 - Série temporal da atenuação.	168
Figura 6-84 - Série temporal do XPD conjunto com a atenuação.	169
Figura 6-85 - Gráfico polar do XPD.	169
Figura 6-86 - XPD função da atenuação.	170
Figura 6-87 - Série temporal do XPD e respectivas reconstruções.	171
Figura 6-88 - XPD reconstruído em gráfico polar.	172
Figura 6-89 - Série temporal da atenuação.	173
Figura 6-90 - Série temporal do XPD conjunto com a atenuação.	173
Figura 6-91 - XPD em gráfico polar.	174
Figura 6-92 - Detalhe da representação em gráfico polar do vector XPD.	174
Figura 6-93 - XPD função da atenuação.	175
Figura 6-94 - Taxa de precipitação.	175
Figura 6-95 - Factor de redução da anisotropia em função da atenuação.	176
Figura 6-96 - Média e desvio padrão da diferença entre a componente em fase do XPD medido e do XPD estimado.	177
Figura 6-97 - Série temporal da parte real do XPD de gelo.	177
Figura 6-98 - XPD reconstruído em gráfico polar.	178
Figura 6-99 - Série temporal do XPD e reconstruções respectivas.	179
Figura 6-100 - Série temporal do XPD medido, do XPD de chuva previsto e do XPD de gelo determinado.	179
Figura 7-1 - Fluxograma da Aplicação de Análise Estatística de Eventos.	182
Figura 7-2 - CDF da atenuação.	184
Figura 7-3 - CDF do XPD.	185
Figura 7-4 - XPD de gelo função da atenuação.	186

Figura 7-5 - XPD de chuva função da atenuação.....	187
Figura 7-6 - XPD medido função da atenuação.....	187
Figura 7-7 - XPD reconstruído função da atenuação.	188
Figura 7-8 - Percentis do XPD função da atenuação.	188
Figura 7-9 - Componente em fase do XPD medido função da atenuação.	189
Figura 7-10 - Componente em quadratura do XPD medido função da atenuação.	190
Figura 7-11 - Componente em fase do XPD de chuva função da atenuação.....	191
Figura 7-12 - Componente em quadratura do XPD de chuva função da atenuação.	192
Figura 7-13 - Componente em quadratura conjunta com a componente em fase do XPD medido.	193
Figura 7-14 - XPD medido conjunto com o XPD reconstruído.	194
Figura 7-15 - XPD medido conjunto com o XPD reconstruído (outra perspectiva).	194
Figura 7-16 - Factor de redução da anisotropia conjunto com a atenuação.....	196
Figura 7-17 - Percentis do factor de redução da anisotropia em função da atenuação ..	196

LISTA DE ACRÓNIMOS

CNR	Carrier-to-Noise Ratio
Co	Copolar
Cx	Crosspolar
JD	Distribuição do tamanho das gotas de chuva segundo Joss-Drizzle
JT	Distribuição do tamanho das gotas de chuva segundo Joss-Thunderstorm
JW	Distribuição do tamanho das gotas de chuva segundo Joss-Widespread
MP	Distribuição do tamanho das gotas de chuva segundo Marshall e Pamer
DSD	Drop Size Distribution
XPD	Discriminação da Polarização Cruzada
ISS	Estação Espacial Internacional
CDF	Função Densidade Cumulativa
PDF	Função Densidade Probabilidade
ITU	International Telecommunication Union
XPI	Isolamento de Polarização Cruzada
PTN	Pressão e Temperatura Normais
FMT	Técnicas de Mitigação da Atenuação

LISTA DE SÍMBOLOS

h_0	Altura da isotérmica de 0 °C (km)
φ	Latitude (°)
$N(D)$	Número de gotas de diâmetro D por unidade de volume ($\text{mm}^{-1} \text{m}^3$)
V_∞	Velocidade terminal de queda das gotas (m/s)
R	Taxa de precipitação (mm/h)
$R_{0.01}$	Taxa de precipitação excedida durante 0.01% do tempo (mm/h)
N_0	Constante da distribuição $N(D)$ ($\text{mm}^{-1} \text{m}^3$)
Λ	Constante da distribuição $N(D)$ (mm^{-1})
$2a$	Largura da gota de chuva (mm)
$2b$	Altura da gota de chuva (mm)
b/a	Relação axial
h	Altura acima do nível do mar (m)
h_R	Altura da chuva (km)
h_S	Altura da estação terrestre em relação ao nível do mar (km)
L_S	Comprimento do caminho inclinado abaixo da altura da chuva (km)
L_G	Projeção horizontal do percurso da onda na chuva (km)
γ_R	Atenuação específica da chuva (dB/km)
$A_{0.01}$	Atenuação excedida durante 0.01% do tempo (dB)
A_p	Atenuação devido a chuva (dB) excedida em p% do tempo
R_E	Raio efectivo da Terra (8500 km)
f	Frequência (GHz)
\tilde{m}	Índice de refração complexo do meio
\vec{f}	Função amplitude de scattering (m)
γ	Constante de propagação

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 MOTIVAÇÃO E OBJECTIVOS

A área da propagação de ondas electromagnéticas em comunicações espaciais apresenta-se como sendo uma área de estudo de suma importância, quer a nível tecnológico como a nível científico.

Com efeito, na óptica tecnológica, a propagação Terra-Satélite é a base fundamental das comunicações por satélite, permitindo, por um lado compreender a interacção da onda com as partículas envolventes no canal de comunicação, e por outro a modelação deste canal, tendo em vista a optimização do sistema de telecomunicações por satélite, optimização que se apresenta fundamental quando se atende ao contexto da tecnologia na actualidade. Com efeito, os fenómenos de atenuação e despolarização encontram-se bem patentes neste sistema de telecomunicações na actualidade, e muitos serviços são ainda fortemente condicionados por estes fenómenos.

Na óptica científica, a temática da propagação é base de estudo de outras ciências que não a engenharia, como seja a física. Entretanto, também na área de radioastronomia a propagação desempenha um papel importante. A frequências mais baixas, onde a ionosfera condiciona a propagação, por medidas indirectas fazem-se hoje estudos de radioastronomia cujo objecto de estudo é o Sol. Por outro lado, a modelação correcta do trajecto inclinado Terra-Satélite permitirá, no futuro, a compreensão do que se passa noutras atmosferas, que não a atmosfera do planeta Terra, segundo alguns especialistas.

Desta forma, a propagação de ondas rádio em comunicações espaciais reveste-se de uma importância fulcral que se apresenta transversal a vários contextos de estudo, do conhecimento e do domínio científico.

A presente dissertação versa sobre a propagação Terra-Satélite na banda Ka, banda na qual, para um ângulo de elevação acima de alguns graus, as condições meteorológicas condicionam fortemente a propagação. Este condicionamento deve-se a vários fenómenos, sendo que os mais relevantes são a atenuação, a despolarização e a cintilação causados por chuva, nuvens de gelo e variações temporais e espaciais do índice de refacção. Naturalmente a região climática em que se encontram os terminais tem um papel importante na intensidade dos fenómenos supracitados. Adicionalmente, a banda Ka apresenta-se como sendo uma banda que importa explorar, em virtude dos sistemas de satélite que começam agora a operar nesta banda oferecendo uma elevada largura de banda e permitindo, assim, a implementação de serviços inovadores com elevada cobertura.

Em virtude da não linearidade do meio, e das inúmeras variáveis envolvidas na modelação do canal, extensivas campanhas de medição têm providenciado dados

experimentais no sentido de auxiliar o desenvolvimento e a validação de modelos que, inicialmente de base empírica, têm ganho fundamento físicos, e por isso são cada vez mais precisos.

Um dos pontos, dada a ausência de uma base experimental tão vasta quanto a da atenuação, é a caracterização das contribuições relativas da chuva e gelo para a despolarização. A contribuição do gelo é dada ainda de uma forma empírica no modelo de despolarização.

Em Aveiro existe uma base de dados de propagação a 20 GHz que se estende por oito anos consecutivos de dados, sendo única na comunidade, e contém dados de atenuação e despolarização que podem contribuir para a avaliação do ponto referido anteriormente.

Decorrente disto, a presente dissertação propõe-se a separar as contribuições relativas destas duas populações presentes no canal de propagação Terra-Satélite, tendo por base a atenuação e uma única polarização. Como se verá, uma única polarização não seria, à partida, suficiente para o estudo em questão, pelo que este trabalho apresenta-se como sendo uma demonstração de como, com pouco, se pode fazer muito, desde que cuidados sejam atendidos e que serão apresentados no decorrer deste documento.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O presente documento foi estruturado em oito capítulos, seguindo-se uma abordagem “Top-Down”.

Com excepção do presente capítulo, o segundo versa, de forma breve, sobre a estrutura da Atmosfera Terrestre, apresentando-se alguns fenómenos meteorológicos de interesse para a presente dissertação.

Entretanto, o terceiro aborda a estrutura do canal rádio em trajecto inclinado, focando-se tanto na macro como na micro estrutura do meio de propagação, levando a um entendimento da complexidade envolvida no meio.

No quarto capítulo, tendo-se apresentado os fenómenos meteorológicos e a estrutura do meio de propagação, apresentam-se alguns factores condicionantes das comunicações espaciais, com a apresentação de alguns modelos propostos pelo ITU e fazendo-se a discussão dos resultados decorrentes da implementação destes modelos para várias variáveis consideradas de interesse. Trata-se, desta maneira, da aplicação exemplificativa dos assuntos abordados nos capítulos antecedentes.

No quinto capítulo é abordada a teoria de dispersão de ondas electromagnéticas em hidrometeoros, apresentando-se alguns exemplos de dispersão para gotas de chuva de

dimensão mais reduzida, e demonstrando-se depois a forma pela qual se obtém a matriz de transmissão de chuva. A matriz de transmissão do meio de gelo é também apresentada, e a matriz do meio cascadeado é deduzida. Por fim, mostra-se como se efectiva a extracção do gelo.

No sexto capítulo é apresentada a metodologia experimental que foi conduzida no decorrer deste projecto, sendo apresentados apenas três exemplos muito simples da análise de dados: um para chuva, outro para gelo e outro para chuva misturada com gelo.

Entretanto, no sétimo capítulo são apresentados os resultados obtidos com base na análise e no processamento dos dados, expondo-se o mesmo sob estatísticas cumulativas e estatísticas conjuntas.

Finalmente, no oitavo capítulo são apresentadas as principais conclusões e é sugerido trabalho futuro na linha desta dissertação.

1.3 ESTADO DA ARTE

A investigação sobre a despolarização em trajectória Terra-Satélite numa trajectória inclinada não tem sido tão explorada quanto a atenuação. Existem dois motivos para tal facto:

- É mais difícil de medir que a atenuação. Exige mais equipamento (mais dispendiosa), balanceamento do receptor para poder ser medida com rigor e mais esforços de análise dos dados.
- Normalmente os sistemas de comunicação na banda Ka e acima não fazem o re-uso de polarização pelo que a interferência por despolarização não é importante.

Contudo a medição da despolarização traz informação adicional sobre o canal que apenas a atenuação não pode providenciar. Cita-se a presença de gelo e a natureza da população de chuva a qual pode ser de relevo, por exemplo, para o escalonamento da atenuação em técnicas de mitigação da atenuação (ou FMT - *Fade Mitigation Techniques*).

Os primeiros esforços para medir a despolarização foram feitos com os satélites OTS e SIRIO e, mais tarde o OLYMPUS, ACTS e ITALSAT. O OLYMPUS foi o mais importante pois oferecia três frequências distintas (12.5, 19.7 e 30 GHz) e ainda o beacon de 19.7 GHz era emitido alternadamente com polarização vertical e horizontal o que permitia medir a matriz de transmissão (4 parâmetros) e 7 variáveis distintas. Alguns experimentadores usaram esta ferramenta para estudar o meio de propagação na perspectiva física (Politécnico de Milão, Aveiro e Darmstat) pois usaram receptores adequados, contudo os dados são limitados tanto em tempo como geograficamente.

A despolarização por gelo, ao contrário da chuva, está deficientemente caracterizada. O gelo nas nuvens, ao contrário da chuva que é medida por equipamentos meteorológicos no solo, não tem um indicador meteorológico que possa ser introduzido nos modelos. O modelo ITU (*International Telecommunication Union*) para a discriminação da polarização cruzada, por exemplo, procede a uma correcção empírica do XPD causado por chuva.

Aqui conduz-se um esforço de separação das contribuições de chuva e gelo usando medidas de XPD para apenas uma polarização realizando uma análise criteriosa de um ano de dados experimentais.

CAPÍTULO 2

ATMOSFERA E DINÂMICA DA

TROPOSFERA

2 INTRODUÇÃO

Tendo em mente a avaliação do impacto de fenómenos meteorológicos na propagação de ondas electromagnéticas em comunicações espaciais importa, numa primeira instância, compreender a atmosfera terrestre no que concerne à sua estrutura, composição e dinâmica, uma vez que se trata do meio de propagação no qual se irão investigar alguns fenómenos. O presente capítulo tem por objectivo efectivar um estudo exploratório de cariz genérico da atmosfera terrestre apresentando-se a sua definição, estrutura e composição bem como alguns fenómenos meteorológicos de relevo para esta dissertação.

2.1 ESTRUTURA

Ao conjunto dos gases que englobam a superfície terrestre e que não se escapam devido ao efeito da força da gravidade dá-se o nome de atmosfera terrestre.

A atmosfera terrestre é composta por diversas camadas em altitude.



FIGURA 2-1 - NASCER DO SOL OBSERVADO DA ISS[1].

De acordo com o critério de classificação, existem diversas designações para as diferentes camadas variando estas na altitude, na extensão e composição. Por exemplo, se o critério de classificação for a temperatura, a atmosfera divide-se em cinco camadas sucessivas em altitude: Troposfera, Estratosfera, Mesosfera, Termosfera e Exosfera. Estas camadas encontram-se ilustradas na Figura 2-2. Atendendo a outras propriedades são determinadas outras camadas das quais a Ionosfera é exemplo [2].

2.1.1 TROPOSFERA

A Troposfera é a camada que contém 4/5 da massa total de átomos e partículas da atmosfera e que se encontra directamente em contacto com a superfície terrestre, é lugar da maior parte dos fenómenos meteorológicos e caracteriza-se pela descida regular da temperatura com o aumento da altitude numa razão negativa de 5 a 6 °C/km.

A altitude desta primeira camada varia em função da latitude, da época do ano e das condições meteorológicas, sendo em média de 8 a 15 km nas regiões polares e de 16 a 18 km nas regiões equatoriais [2, 3].

Acima da Troposfera existe uma camada de alguns quilómetros na qual se dá uma modificação no comportamento da temperatura. A esta camada dá-se o nome de Tropopausa em virtude da temperatura, nesta região, manter-se sensivelmente constante.

A Tropopausa desacelera os movimentos convectivos ascendentes e constitui, em geral, o limite superior para as nuvens, podendo ainda ser estreita e mesmo inexistente em algumas regiões de clima tropical [2, 3] .

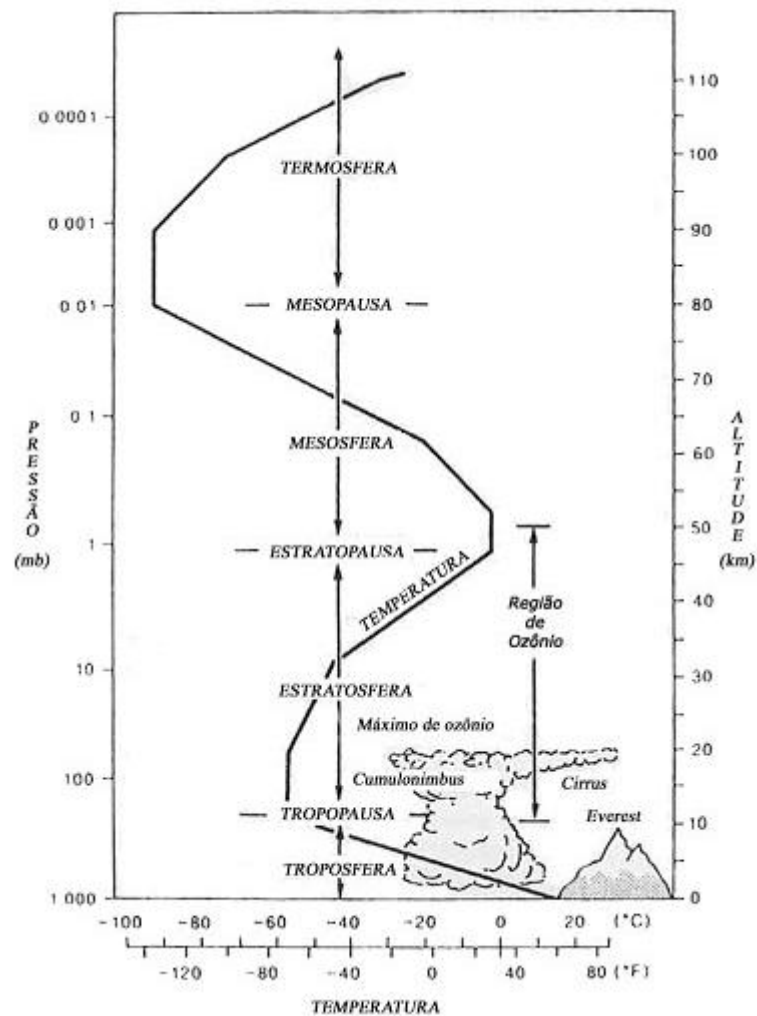


FIGURA 2-2 - ESQUEMA ILUSTRATIVO DAS VÁRIAS CAMADAS ATMOSFÉRICAS[4].

2.1.2 ESTRATOSFERA

A Estratosfera é a camada que se estende acima da Tropopausa e é uma região que se caracteriza pela subida da temperatura com o incremento da altitude.

O fenómeno encontra explicação no facto de, nesta camada, existir a molécula de ozono (O_3) responsável por absorver parte da radiação ultravioleta originária do Sol¹[5].

¹ De forma mais rigorosa, o fenómeno encontra explicação no mecanismo fotoquímico, proposto em 1930 pelo cientista inglês Sydney Chapman, que explica o processo de síntese e de análise da molécula de ozono.

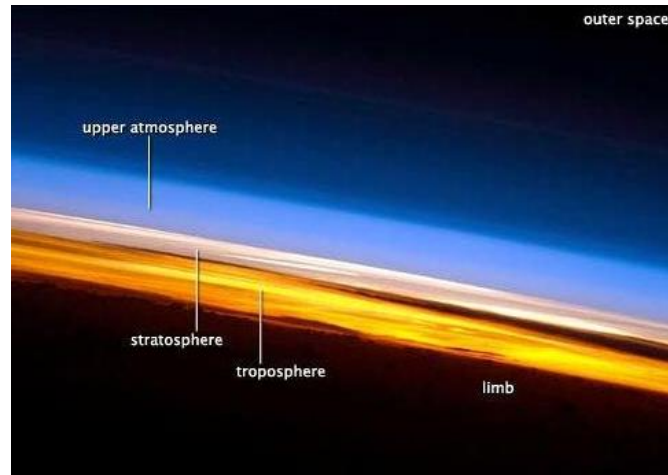


FIGURA 2-3 - CAMADAS DA ATMOSFERA OBSERVADAS DA ISS.

De notar uma vez mais a existência de uma estreita região denominada Estratopausa, cuja espessura varia de 2 a 5 km situada imediatamente acima da Estratosfera, na qual a temperatura atinge o seu valor máximo a 50 km de altitude [2, 3]. Na Figura 2-3 [6] podem-se observar algumas camadas atmosféricas a partir da Estação Espacial Internacional.

2.1.3 CAMADAS SUPERIORES

A Mesosfera é a camada acima da Estratopausa na qual a temperatura volta a descer em altitude devido à emissão de radiação infravermelha por parte do dióxido de carbono (CO_2), sendo que a região na qual a temperatura atinge o seu valor mínimo é denominada de Mesopausa e estende-se entre 80 a 90 km de altitude [2].

Acima da Mesopausa encontramos a Termosfera, região na qual a temperatura sobe com o aumento da altitude.

A cerca de 1000 km de altitude atinge-se a Termopausa, região fortemente influenciada pela actividade solar. A temperatura varia de acordo com a hora do dia e, em virtude da radiação solar, ocorre a ionização dos constituintes da atmosfera neutra por efeito fotoeléctrico, que tornam esta região fortemente condutora [2, 3].

A região de escape da Atmosfera Terrestre estende-se acima dos 1000 km e denomina-se de Exosfera. Nesta região, algumas moléculas e átomos, animados de movimentos ascendentes, podem-se escapar por completo da atmosfera.

2.2 COMPOSIÇÃO

Assim como existem diversas formas de agrupar e/ou classificar as várias regiões atmosféricas, também a classificação e reunião dos vários constituintes atmosféricos não é única.

Desta forma, atendendo à relevância percentual dos vários constituintes, estes podem-se agrupar genericamente em três categorias: componentes maioritários, componentes minoritários e aerossóis, sendo que estes últimos, não se manifestando como elementos de relevo para a propagação de microondas, não serão abordados [2, 7].

Uma alternativa à classificação supracitada prende-se com a sua permanência, sendo que os gases constituintes podem ser agrupados em gases permanentes e gases variáveis [7].

2.2.1 COMPONENTES MAIORITÁRIOS

Face aos diversos fenómenos observados na atmosfera, em particular os meteorológicos, com a movimentação de massas de ar, os componentes maioritários distribuem-se numa altitude de 15 a 20 km de forma praticamente uniforme.

Entre estes constituintes salientam-se como sendo os mais importantes o Nitrogénio ou Azoto (N_2) totalizando 78.095% de forma permanente, o Oxigénio (O_2) com 20.93% do volume total e de forma permanente, o Árgon (Ar) com 0.93% de forma permanente e o dióxido de carbono (CO_2) com 0.03% de forma variável [2, 7].

2.2.2 COMPONENTES MINORITÁRIOS

Além dos componentes maioritários existem outros elementos de significância percentual mais baixa como o Néon (Ne), o Hélio (He), o Metano (CH_4) e o Hidrogénio (H_2) [2].

A concentração destes elementos na atmosfera é função da localização geográfica, especificamente da latitude e altitude, do ambiente continental ou marítimo e das próprias condições meteorológicas, sendo, desta forma, gases variáveis [7].

Um gás que merece atenção especial é o vapor de água, uma vez que é passível de provocar uma atenuação que não pode ser negligenciada, especialmente nos sistemas de baixa margem de atenuação. Esta atenuação é variável, uma vez que o vapor de água trata-se de um gás extremamente variável no espaço e no tempo, dependendo de factores geográficos e climáticos [2, 7].

A água na atmosfera pode estar ainda no estado sólido, sob a forma de flocos de neve e cristais de gelo, e no estado líquido, na forma de chuva e nevoeiro. Dependendo da

frequência, todas estas variantes de água induzem fenómenos de absorção e espalhamento da energia electromagnética bem determinados.

2.3 FENÓMENOS METEOROLÓGICOS

Como referido, a Troposfera é lugar da generalidade dos fenómenos meteorológicos e por conseguinte, de especial relevo no contexto deste trabalho. De entre os vários que poder-se-iam referir, destacam-se a condensação, a solidificação, a fusão, o vento, a advecção, os hidrometeoros, o nevoeiro, a precipitação e as nuvens. De salientar que as descrições encontram-se enquadradas no tema da presente dissertação. A atmosfera é uma enorme máquina termodinâmica que, com a ajuda das correntes marítimas, tenta uniformizar a temperatura da Terra desigualmente aquecida pelo Sol.

2.3.1 FENÓMENOS FÍSICOS

A evaporação é a designação para o processo através do qual a água, no estado líquido, passa ao estado gasoso. Nomeiem-se dois processos de evaporação: evaporação física, que ocorre acima dos oceanos, mares, rios, e até acima da terra, e a evaporação fisiológica e a transpiração da vegetação. Qualquer que seja o processo de evaporação, este dependerá da temperatura e da pressão.

O fenómeno de condensação consiste no processo através do qual a água, no estado gasoso (vapor de água), passa ao estado líquido em virtude, ou do aumento da sua concentração na atmosfera devido ao fenómeno de evaporação, ou da descida da temperatura.

A condensação, devida à primeira alternativa, culmina na formação de nevoeiro ou nuvens de extensão limitada ao passo que a condensação devida à segunda alternativa pode ocorrer tanto pelo contacto com uma superfície gelada como pela ascensão de massas de ar frias [2].

O arrefecimento do ar devido à ascensão de massas de ar efectiva-se de três formas distintas:

- Arrefecimento em frentes, ou seja, nos limites de duas massas de ar de diferentes temperaturas e humidades;
- Arrefecimento por elevação orográfica, no qual o ar é elevado pelo relevo como sejam colinas e montanhas;
- Arrefecimento por convecção, em que ocorre a ascensão de correntes de ar, representando esta a forma mais importante de arrefecimento, culminando com a formação de grandes nuvens.

Alguns dos fenómenos anteriores levam a características de propagação nas microondas substancialmente diferentes em locais pouco afastados.

Finalmente, os processos de evaporação e de condensação são, respectivamente, endotérmico e exotérmico. De facto, é necessária energia para que a evaporação possa ter lugar, levando este processo a um decréscimo significativo da temperatura. Por outro lado, a condensação, libertando energia, leva a um incremento da temperatura. Eventualmente já todos experienciámos uma subida da temperatura após um contexto meteorológico propício à precipitação [2].

A solidificação é o nome que designa o processo através do qual a água, no estado líquido, passa ao estado sólido (na forma de neve ou gelo), sendo que a fusão diz respeito ao processo contrário. A elevada altitude pode existir água super arrefecida (abaixo dos 0°C) no estado líquido e em determinadas condições pode transformar-se em gelo.

No que diz respeito ao vento, este consiste genericamente na movimentação de massas de ar resultantes da distribuição de pressões atmosféricas sobre a superfície terrestre existindo evidências que a velocidade à altura dos 500 mbar tem alguma correlação com a duração dos eventos de propagação.

2.3.2 ADVECÇÃO

Face à localização geográfica de Aveiro é, no mínimo, interessante compreender este fenómeno.

A advecção diz respeito à movimentação horizontal de massas de ar de diferentes propriedades. Este processo permite a transferência de água entre o ar e a superfície terrestre ou oceânica, levando à modificação da estrutura e composição das camadas inferiores da atmosfera.

O fenómeno é comumente observado nas regiões litorais nas quais o ar húmido, oriundo do mar, avança sobre a superfície gelada continental, dando origem a nevoeiro e a chuva miúda graças à diferença de temperatura entre o ar marítimo e as regiões continentais mais frias. Trata-se, assim, de um tipo de condensação que resulta da descida da temperatura pelo contacto com uma superfície gelada [2].

2.3.3 FENÓMENOS DA TROPOSFERA

De entre os vários tipos de meteoros passíveis de serem observados, os hidrometeoros (partículas de água) constituem o grupo daqueles de maior interesse para o presente trabalho.



FIGURA 2-4 - NUVENS EM FOTOGRAFIA AÉREA[8].

Neste sentido, os hidrometeoros são o produto tanto da condensação como da sublimação do vapor de água (neste contexto, a passagem do estado gasoso ao estado sólido), apresentando-se em diversas variedades na atmosfera, como por exemplo no contexto de propagação [2]:

- Gotas líquidas em suspensão, na forma de nuvens e nevoeiro;
- Cristais de gelo, na constituição das nuvens altas e camada de fusão (2 km);
- Precipitações, tanto na forma líquida (chuva e chuveiros) como sólida (neve ou granizo).

2.3.3.1 NEVOEIRO

O nevoeiro consiste na suspensão de gotas de água de diâmetro muito reduzido ($50\ \mu\text{m}$), na camada da atmosfera em contacto com a superfície terrestre e é classificado de acordo com os processos físicos subjacentes à sua formação, um dos quais já descrito – o nevoeiro de advecção [2]. O nevoeiro provoca uma atenuação muito baixa pois a densidade da água frequentemente não chega a $1\ \text{g/m}^3$ [7].

2.3.3.2 PRECIPITAÇÃO

A precipitação deve-se à intensificação da condensação do vapor de água que provoca o incremento do diâmetro das gotas de água a partir das quais as nuvens são geradas. Este incremento da dimensão das gotas pode ocorrer tanto por aglomeração de gotas como por absorção de vapor circundante, sendo que a precipitação pode ocorrer por um lado na forma de chuveiros, cujas gotas apresentam diâmetros entre 0.1 a 0.5 mm, e por outro na forma de chuva, cujas gotas apresentam um diâmetro superior.

De notar que gotas originárias das nuvens, em virtude de ventos ascensionais, podem elevar-se e solidificar, crescendo depois à custa da captura (coalescência) de outras no estado líquido.

A chuva é assim a precipitação de água no estado líquido desde as nuvens até à superfície terrestre, mede-se em mm/h (altura de água acumulada numa hora de chuva constante) por meio de pluviómetros (que podem ser por exemplo de balde ou conta gotas) e, atendendo à sua ocorrência no espaço, pode-se classificar como [7, 9]:

- Estratiforme: chuva fraca em grandes extensões;
- Convectiva: chuva forte e breve em áreas limitadas.

De notar a existência de outros tipos de chuva, como a chuva frontal e orográfica, cujo desenvolvimento não será aqui tratado.

Em situações nas quais a temperatura desce abaixo de determinado valor os hidrometeoros apresentam-se no estado sólido e, na vez de chuviscos ou chuva, tem-se neve (precipitação de cristais de gelo de densidade reduzida) ou granizo [2]. Este último, ainda que se trate da precipitação de bolas de gelo, em virtude da sua forma arredondada, irregular e sem orientação preferencial, não constitui um elemento de relevo para a despolarização [7]. De salientar que as gotas na atmosfera podem permanecer no estado líquido a temperaturas significativamente inferiores a 0 °C.

No decorrer deste documento, em virtude da temática do estudo em desenvolvimento, a precipitação refere-se apenas à chuva.

2.3.3.3 NUVENS

Os princípios físicos subjacentes à formação de nuvens são os mesmos do nevoeiro. De facto, as nuvens diferem do nevoeiro na medida em que o segundo se encontra ao nível da superfície terrestre, ao passo que as primeiras se estendem acima da superfície na Troposfera. Desta forma, as nuvens não são mais do que agregados de gotas e/ou cristais de gelo em suspensão de dimensões muito reduzidas, depois da condensação do vapor de água, tanto por incremento da concentração deste gás como por arrefecimento do ar [2].



FIGURA 2-5 - NUVENS DE EXTENSÃO VERTICAL.

De notar a existência, ao nível das nuvens, de uma linha imaginária responsável por separar as fases líquida e sólida da água, acima da qual se admite água no estado sólido, como gelo, e abaixo água no estado líquido na forma de gotas. A esta linha dá-se o nome de isotérmica de 0 °C, sendo que a sua altura varia geograficamente entre cerca de 1 a 5 km, valor que pode ser determinado recorrendo à recomendação ITU-R P.839-3 [10].

Finalmente, as nuvens são classificadas de acordo com a sua aparência, composição e altitude. No que concerne à sua aparência têm-se nuvens Estratiformes, de desenvolvimento horizontal e ocupando grandes extensões, normalmente dando origem a precipitação leve e contínua, nuvens Cumuliformes, de desenvolvimento vertical (como pode-se observar na Figura 2-6, a sua extremidade pode desenvolver-se na forma da ponta de uma bigorna constituída por gelo) ocupando uma extensão limitada, dando origem, por norma, a chuva intensa (que é igualmente visível na Figura 2-6), e nuvens Cirriformes, que, por se tratar de nuvens fibrosas, compostas por cristais de gelo (causam o halo observado em redor dos aviões), não originam precipitação. Um resumo pode ser observado por consulta da Tabela 2-1[2, 9].

De salientar ainda que as nuvens, dependendo da temperatura, vento e altitude, evoluem a cada instante. Sendo transportadas pelo vento, quando ganham altitude, a temperatura decresce e as gotas de água podem congelar. Por outro lado, pode acontecer que as nuvens percam altitude dissolvendo-se em virtude da evaporação das gotas de água.



FIGURA 2-6 - NUVEM CUMULO-NIMBUS COM FORMATO DE BIGORNA.

Não obstante as nuvens compostas por cristais de gelo não introduzirem atenuação significativa, podem, contudo, ser responsáveis por fenómenos de despolarização [7].

TABELA 2-1 - CLASSIFICAÇÃO DAS NUVENS.

	Nível Elevado >6000 m	Nível Médio 2000 – 6000 m	Nível Baixo <2000 m
Composição	Cristais de gelo	Gotas de água e eventualmente cristais de gelo se a temperatura for baixa o suficiente	Gotas de água
Exemplos	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus	Altostratus Alto cumulus	Stratus Stratocumulus Nimbostratus

Em nota final, a atmosfera é palco de todo um conjunto de fenómenos de natureza diversificada como sejam fenómenos meteorológicos, ópticos (reflexão, refração, entre outros...), acústicos (propagação de ondas mecânicas), químicos, eléctricos ou magnéticos. A atmosfera representa ainda um meio de propagação com diferentes tipos de fenómenos oscilatórios e/ou turbulentos, resultantes de diferentes formas de energia e de mecanismos físicos que permitem a transferência dessa energia de um tipo para outro. De notar ainda que os elementos que estão na origem da maior parte dos

fenómenos de propagação atmosférica na banda Ka (como a transmissão, emissão térmica e espalhamento atmosférico) se encontram na Troposfera [2].

CAPÍTULO 3

ESTRUTURA DO MEIO DE PROPAGAÇÃO

3 INTRODUÇÃO

O capítulo anterior versou brevemente sobre a estrutura e composição da Atmosfera Terrestre, apresentando-se ainda alguns fenómenos meteorológicos considerados de interesse e exemplificativos da dinâmica da Troposfera.

Em virtude da variabilidade da atmosfera terrestre, a modelação do canal rádio não é trivial. Uma aproximação a esta modelação apenas é possível por meio do conhecimento da descrição física do meio de propagação, o que exige a identificação das características dos hidrometeoros intervenientes no que concerne à sua dimensão, forma, orientação, temperatura, velocidade de queda e respectivo estado físico. Mais do que este conhecimento relativo à microestrutura do meio, é ainda fundamental o conhecimento da macroestrutura do mesmo, salientando-se os perfis vertical e horizontal dos hidrometeoros, assim como a sua distribuição ao longo do caminho de propagação.

3.1 MACROESTRUTURA

A macroestrutura do meio de propagação está relacionada com a forma como os hidrometeoros se distribuem no espaço e mesmo quanto às dimensões das células de chuva e a sua distribuição no espaço, facto de muito relevo para sistemas de diversidade.

De forma geral, no que concerne à água no estado sólido, admite-se a existência de gelo acima da isotérmica de 0 °C, sendo que abaixo deste limiar se pode ter neve ou granizo. Não obstante a neve e o granizo não constituírem elementos preponderantes para a atenuação quando comparados com o efeito da chuva, devem ser tomados em consideração em sistemas de baixo ângulo de elevação, uma vez que o percurso Terra-Satélite é superior.

A caracterização da estrutura dos fenómenos de chuva é de suma importância na avaliação da atenuação e da despolarização e é efectivado com recurso tanto a radares meteorológicos como a telemetria abordo de satélites até ao recurso a redes de pluviómetros que registam simultaneamente a intensidade da chuva. Esta estrutura é função do tipo de precipitação, da intensidade máxima do fenómeno e do clima.

Em virtude da não uniformidade dos perfis vertical e horizontal das precipitações, os modelos de predição devem aplicar factores correctivos de redução para terem em conta esta heterogeneidade espacial que aliás constam do modelo ITU-R P.618-10.

3.1.1 TIPOS DE CHUVA

Como referido anteriormente, a chuva pode ser classificada de forma espacial em duas categorias: estratiforme e convectiva.

A precipitação estratiforme encontra-se estratificada horizontalmente, com chuva até à altura da banda brilhante (região caracterizada pela sua elevada reflectividade de radar e que se encontra em torno da isotérmica de 0 °C, sendo constituída por partículas de gelo e por partículas de gelo em fusão). Tendo origem em nuvens de desenvolvimento horizontal, a área de cobertura é elevada, incorrendo em precipitações de pouca intensidade, mas de longa duração [9, 11].

A precipitação convectiva tem origem em nuvens de grande desenvolvimento vertical como as comulo-nimbus e cumulus, e são caracterizadas pela rápida ascensão de ar instável, sem troca de energia com o meio circundante, originando chuva intensa, mas de curta duração, com extensão horizontal de vários quilómetros. Este tipo de precipitação pode ainda ter lugar devido à brisa marítima dando origem às populares pancadas de chuva ou aguaceiros [7].

Atendendo a outros critérios de classificação, podem-se encontrar outros tipos de chuva. Por exemplo, a chuva tropical que afecta regiões muito extensas, habitualmente centenas de quilómetros, são caracterizadas por várias bandas em espiral que terminam em regiões de precipitação muito intensa em torno de uma região central. Estas bandas contêm, de igual forma, regiões de precipitação convectiva intensa [11].

Não obstante em climas temperados apenas existirem as chuvas estratiformes e convectivas, não é incomum a ocorrência de várias classificações num mesmo evento de precipitação, podendo observar-se não só uma combinação como uma sucessão. Por exemplo, é frequente a existência de regiões convectivas dentro de grandes extensões de chuva estratiforme, assim como algumas vezes o início de um evento é caracterizado por chuva estratiforme, seguida de chuva convectiva o resto do tempo [9].

3.1.2 PERFIL HORIZONTAL DA CHUVA

A intensidade da chuva é função do espaço e do tempo. Atendendo a registos pluviométricos e a observações realizadas mediante radares meteorológicos, é possível encontrar pequenos intervalos de tempo nos quais se observa uma intensidade de chuva superior compreendidos em períodos maiores de chuva menos intensa, fenómeno típico de todos os tipos de chuva em todos os climas [11].

A modelação da distribuição horizontal da intensidade da precipitação pode efectivar-se por meio da definição de um conjunto de células de chuva distribuídas ao longo da região de interesse, sendo que a célula pode ser vista como a área na qual a intensidade de chuva supera um determinado limiar que varia significativamente, podendo-se falar de valores típicos compreendidos entre 2 e 10 mm/h [12]. A caracterização destas células faz-se por meio de um conjunto de parâmetros como sejam a dimensão, forma, orientação, intensidade máxima, direcção e velocidade de movimento. De notar que no espaço deixado pelas células existe uma intensidade de chuva residual, que se considera uniforme.

Existem diversos modelos caracterizadores das células supracitadas. Estes modelos são baseados em medidas de radar e têm caracterizado estas células pela atribuição de valores aos parâmetros já referidos.

O modelo mais conhecido é o modelo EXCELL que faz uso de células circulares e de uma expressão exponencial para representar a distribuição da intensidade da precipitação no interior da célula. Um outro modelo baseado no anterior é o modelo HYCELL que faz uso de células elípticas e de uma combinação da função exponencial e gaussiana para definir a distribuição de intensidades [13, 14].

Outros modelos são passíveis de menção nesta dissertação, como o MultiEXCELL que define regiões de chuva simulando o processo natural de agregação das células [15].

De notar que o conceito de célula por si é questionável, uma vez que raramente os eventos de chuva são estruturalmente simétricos, não tendo necessariamente nem uma célula onde se observa uma maior intensidade, nem fronteiras bem definidas de intensidade de chuva. Em alguns modelos de atenuação, como o de Leitão-Watson, não é necessário fazer uso do conceito intermédio de célula [16].

3.1.3 PERFIL VERTICAL DA CHUVA

Tomar uma célula de chuva vertical, homogénea e cilíndrica que se estende desde a superfície da terra até à altura da isotérmica de 0 °C consiste no modelo mais simples para descrever a estrutura vertical da precipitação. Na prática, a estrutura vertical da chuva é, naturalmente, não homogénea, especialmente nos flancos anterior e posterior das precipitações em movimento, durante a sua formação e durante a sua extinção.

Por meio de observações efectuadas por radar, determinaram-se algumas características relativas ao perfil vertical da chuva em função do tipo de precipitação.

No que concerne às precipitações estratiformes, estas caracterizam-se por uma camada horizontal estreita, com espessura de 300 m, podendo atingir valores até 1 km e é composta essencialmente por cristais de gelo e cristais de gelo em fusão. Esta camada, devido ao seu aspecto nas imagens de radar, é conhecida como Banda Brilhante devido à elevada reflectividade, e impõe uma atenuação adicional à da chuva. A região acima da Banda Brilhante é composta por cristais de gelo que não causam atenuação significativa a frequências inferiores a 60 GHz. De salientar que a fronteira entre estas regiões está relacionada com a altura da isotérmica de 0 °C. Finalmente, os deslocamentos de massas de ar tanto no sentido ascendente como descendente, associados a este tipo de precipitação, são muito pequenos.

Por seu lado, as precipitações convectivas caracterizam-se por regiões em forma de coluna quase vertical de maior reflectividade. Sendo produzidas fortes movimentações verticais de ar, é mesmo possível que gotas de chuva passem ao estado sólido, formando cristais de gelo, assim como cristais de gelo podem condensar, aglomerar-se e precipitar. Em resultado destas movimentações formam-se, assim, diferentes tipos de partículas, podendo encontrar-se gotas de chuva super-arrefecidas acima da isotérmica de 0 °C [7, 11].

3.1.4 ALTURA DA CHUVA

A altura da chuva, isto é, a altitude sobre a superfície terrestre até à qual se admite a existência de chuva, é do maior interesse, uma vez que a atenuação é quase proporcional a esta grandeza. Supõe-se, desta forma, um limite para a extensão vertical da atenuação que em geral, embora relacionada, não coincide com a altura da isotérmica de 0 °C.

A altura da isotérmica de 0 °C trata-se de um parâmetro inevitável como ponto de partida em todos os modelos, sendo que de acordo com alguns, a isotérmica de 0 °C é considerada a altura máxima da chuva para precipitações estratiformes. A recomendação ITU-R P.839-3 [17] propõe mapas mundiais para o valor médio da altura da isotérmica de 0 °C em km, com uma resolução de 1.5° em latitude e em longitude. Segundo esta recomendação, a altura da chuva média é dada somando 0.36 km à altura da isotérmica de 0 °C sendo que em versões anteriores pode-se encontrar uma expressão empírica aproximada em função da latitude φ no hemisfério norte para a altura da chuva [18]:

$$h_R = \begin{cases} 5 & 0^\circ \leq \varphi \leq 23^\circ \\ 5 - 0.075(\varphi - 23) & \varphi > 23^\circ \end{cases} \quad km \quad \text{EQUAÇÃO 3-1}$$

Como referido acima, em precipitações convectivas são produzidas movimentações verticais de massas de ar que originam uma mistura em larga escala de diferentes tipos de partículas. Pode acontecer, de igual forma, que a altura da chuva assuma um valor superior devido à presença de água líquida super-arrefecida em camadas mais altas da atmosfera. Desta forma, a correspondência entre a altura da chuva e da isotérmica de 0°C é bastante incerta para células convectivas.

A definição da fronteira entre as regiões de chuva propriamente dita e de cristais de gelo é de suma importância, já que as características de propagação na banda brilhante são significativamente diferentes, afectando directamente a atenuação específica (dB/km) do meio que apresenta uma dependência com a frequência diferente nas duas regiões. Uma aproximação à modelação física poderia assim separar, tanto quanto possível, as duas regiões, modelação que seria possível pelo estabelecimento da dependência da intensidade de chuva com a largura da banda brilhante [16].

3.1.5 DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTAS DE CHUVA

A distribuição de tamanhos das gotas de chuva é de importância primordial no estudo da atenuação de ondas electromagnéticas, estando mesmo envolvida directamente na equação do coeficiente de atenuação. Na verdade, abaixo de 10 GHz o efeito das gotas mais pequenas na atenuação é pouco significativo, no entanto acima de 10 GHz este efeito ganha importância uma vez que a dimensão das gotas torna-se comparável ao

comprimento de onda. Este parâmetro tem sido objecto de numerosos estudos levando em geral a resultados dependentes do tipo de chuva e do regime de chuvas da região considerada [2].

Para uma dada intensidade de chuva, a distribuição de tamanho de gotas de chuva $N(D)$ descreve o número de gotas de chuva de diâmetro D por unidade de volume e faixa de diâmetro dD .

Se assumirmos que a velocidade de queda terminal V_∞ no ar em repouso pode ser representada como uma função também do diâmetro D da gota de chuva, a densidade de fluxo do volume de água que cai responde à seguinte equação:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty D^3 N(D) V_\infty dD \quad \text{EQUAÇÃO 3-2}$$

Onde R é a taxa de precipitação em mm/h.

Esta é a denominada equação integral da intensidade de chuva, que deve satisfazer uma determinada distribuição de tamanho de gotas de chuva [11].

Vários modelos para a distribuição de tamanhos de gotas de chuva (ou *DSD-Drop Size Distribution*) existem, sendo que a investigação mais antiga e importante deve-se a Laws e Parsons em 1943 [19].

Ainda que as suas medidas sejam antigas, são amplamente utilizadas na actualidade para o caso da chuva estratiforme. A distribuição de Laws e Parsons foi determinada apenas para gotas de chuva de diâmetro maior que 1 mm e baseava-se em medições para intensidades de chuva até 50 mm/h, ainda que o seu modelo se possa extrapolar para intensidades superiores.

Em virtude da faixa de diâmetros para a qual a distribuição destes autores foi determinada, o comportamento da última é incorrecto para gotas de chuva muito pequenas, as quais contribuem de forma importante para a atenuação por chuva na banda das ondas milimétricas [11].

Marshall e Palmer em 1948 [20] propuseram a seguinte expressão exponencial para ajustar os dados de Laws e Parsons e os seus próprios dados, expressando o número de gotas por unidade de volume no espaço como uma função da taxa de precipitação:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad \text{EQUAÇÃO 3-3}$$

$$N_0 = 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1} \quad \text{EQUAÇÃO 3-4}$$

$$\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$$

EQUAÇÃO 3-5

Onde D é o diâmetro em mm e R é a intensidade de chuva em mm/h.

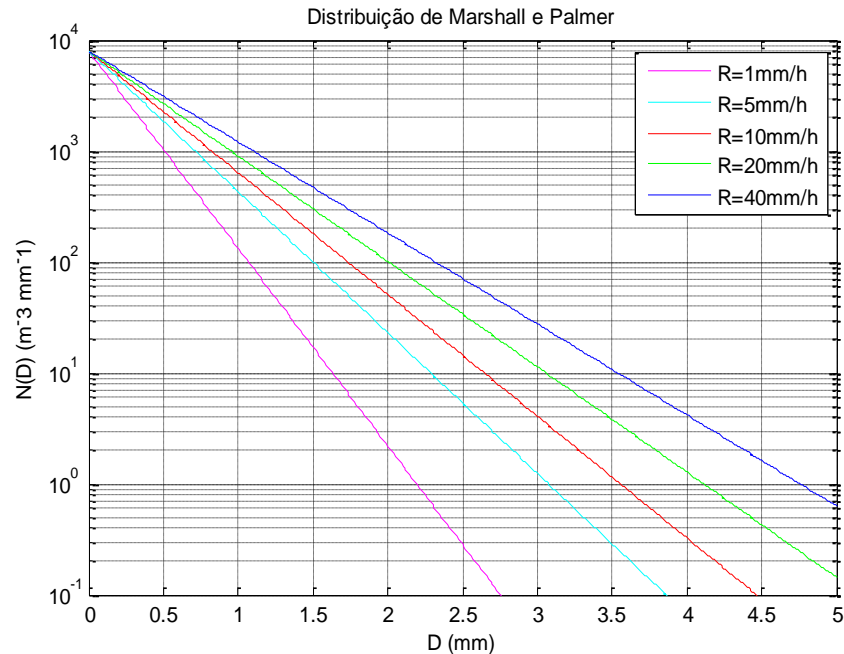


FIGURA 3-1 - DISTRIBUIÇÃO DE MARSHALL E PALMER PARA VÁRIAS TAXAS DE PRECIPITAÇÃO

De notar que o ajuste desta distribuição para diâmetros inferiores a 1 mm ainda não é muito preciso.

Como se pode constatar na Figura 3-1, o número de gotas de diâmetros inferiores é bastante superior ao número de gotas de maiores dimensões. Com o incremento da taxa de precipitação, é intuitivo concluir que a quantidade de gotas de maior dimensão aumente.

Joss, Thams e Waldvogel mediram a distribuição de gotas de chuva usando um disdrómetro em Locarno (Suíça) e obtiveram uma expressão similar a Marshall e Palmer. As constantes N_0 e Λ , determinadas experimentalmente, variam, de acordo com a Tabela 3-1, para os tipos de chuva: chuviscos, estratiforme e convectiva [2].

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$$

EQUAÇÃO 3-6

TABELA 3-1 - PARÂMETROS PARA A DISTRIBUIÇÃO DE JOSS ET AL.

Tipo de Chuva	Chuviscos	Estratiforme	Convectiva
$N_0 \text{ (m}^{-3}\text{mm}^{-1}\text{)}$	30000	7000	1400
$\Lambda \text{ (mm}^{-1}\text{)}$	$5.7R^{-0.21}$	$4.1R^{-0.21}$	$3.0R^{-0.21}$

Na Figura 3-2 encontram-se representadas as distribuições de Joss para os vários tipos de chuva e para diferentes taxas de precipitação em mm/h. Da esquerda para a direita e de cima para baixo tem-se sucessivamente 1, 5, 10, 20, 30 e 40 mm/h.

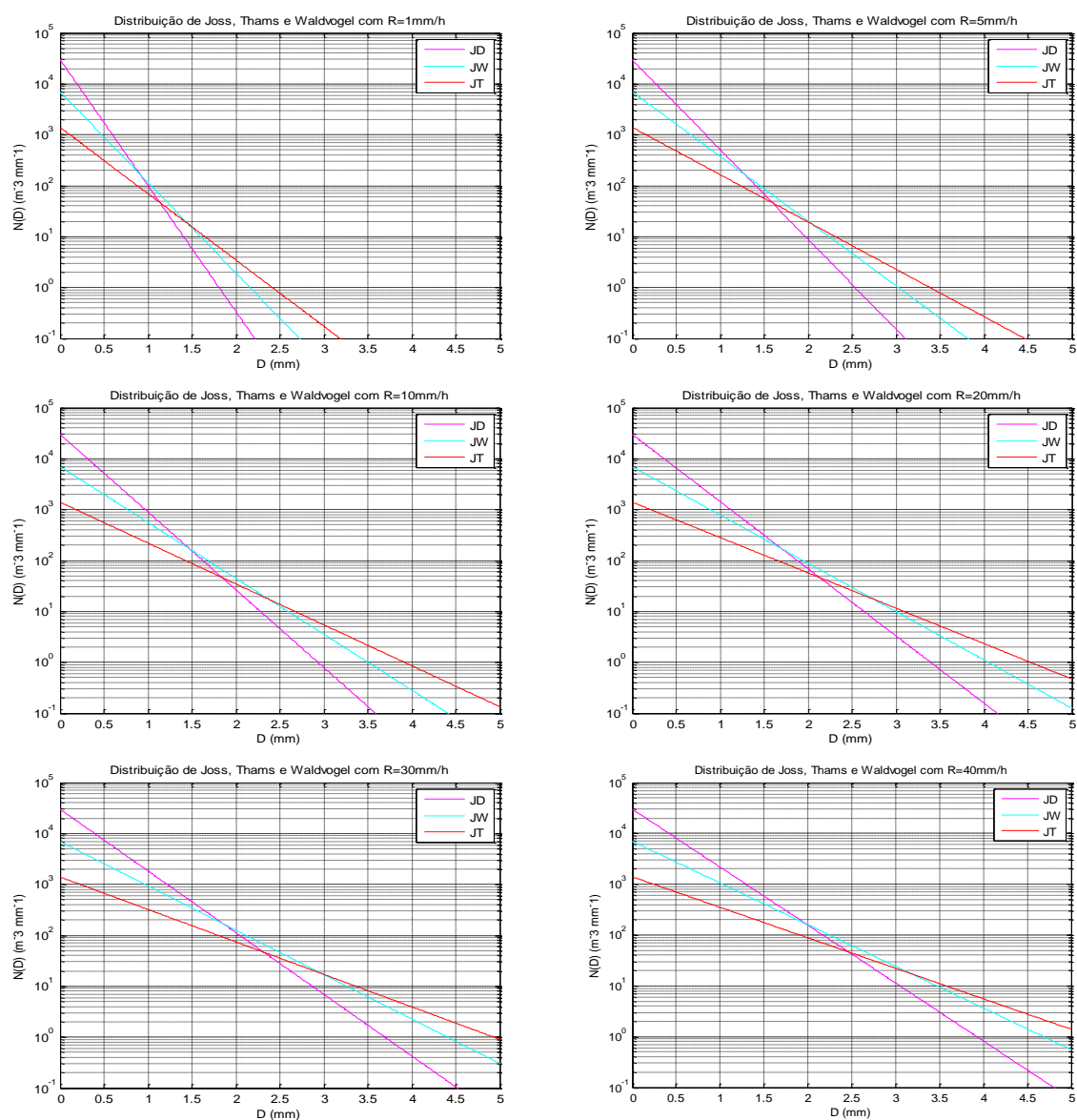


FIGURA 3-2 - DISTRIBUIÇÃO DE JOSS PARA OS VÁRIOS TIPOS DE CHUVA E PARA VÁRIAS TAXAS DE PRECIPITAÇÃO.

As distribuições de Joss assumem uma grande importância, principalmente porque distinguem-se das demais diferenciando três tipos de chuva. Semelhantes conclusões à da distribuição de Marshall e Palmer se podem tirar. De salientar uma breve comparação das distribuições de Joss: Joss-Drizzle privilegia claramente as gotas de dimensão inferior prevendo um número de gotas de maior dimensão mais reduzido; Joss-Thunderstorm também privilegia gotas mais pequenas mas contabiliza um número maior de gotas de maior dimensão comparativamente a Joss-Drizzle. Em Joss-Widespread encontra-se uma solução intermédia e que segue bastante de perto a distribuição de Marshall e Palmer como veremos a seguir.

Gotas com raios mais pequenos (< 0.1 mm) são difíceis de medir e assim as distribuições supracitadas não são válidas para este intervalo. Esta consiste numa séria deficiência das distribuições, já que as gotas pequenas influenciam consideravelmente a propagação de ondas rádio a frequências mais elevadas (acima de 10 GHz), como provou Ugai.

De salientar que a distribuição de tamanhos das gotas é medida à superfície terrestre e não a altitudes mais elevadas. Em virtude dos processos de crescimento das gotas no seu trajecto para a terra (condensação de vapor de água, coalescência entre gotas e quebra de gotas instáveis), a distribuição de tamanhos varia com a altitude [16].

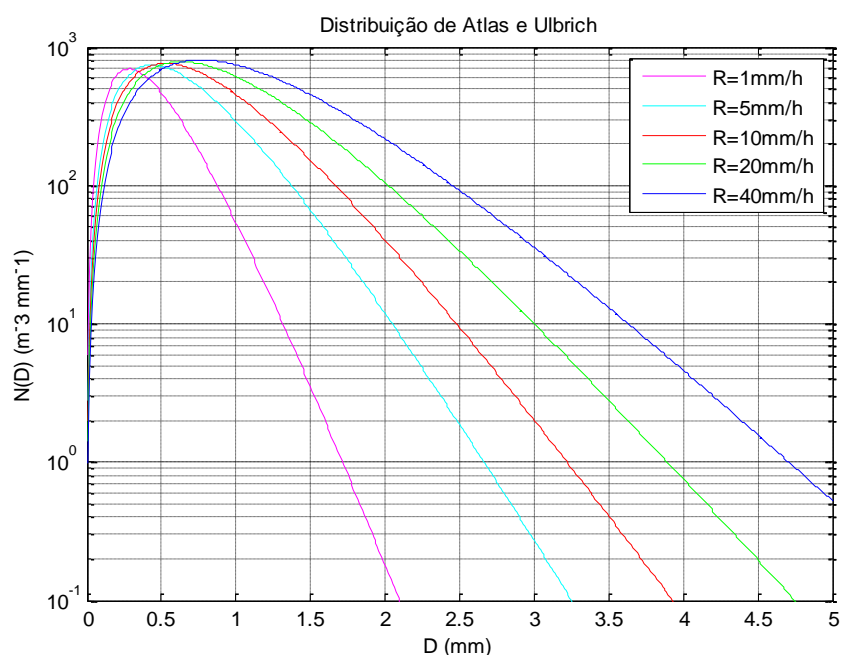


FIGURA 3-3 - DISTRIBUIÇÃO DE ATLAS E ULBRICH PARA VÁRIAS TAXAS DE PRECIPITAÇÃO.

Atlas e Ulbrich propuseram a seguinte distribuição Gamma usando dados de radar em 1974 [21]:

$$N(D) = N_0 D^2 e^{-\Lambda D} \quad \text{EQUAÇÃO 3-7}$$

$$N_0 = 64500 R^{-0.5} m^{-3} mm^{-1} \quad \text{EQUAÇÃO 3-8}$$

$$\Lambda = 7.09 R^{-0.27} mm^{-1} \quad \text{EQUAÇÃO 3-9}$$

Na Figura 3-3 encontra-se representada a distribuição proposta por Atlas e Ulbrich para taxas de precipitação de 1, 5, 10, 20 e 40 mm/h. Como se pode constatar, no que concerne a esta distribuição, gotas muito pequenas perdem preponderância.

Também fazendo uso de uma distribuição Gamma, Wolf conseguiu aproximar satisfatoriamente os dados de Laws e Parsons, sendo que os seus resultados podem ser consultados em [22], apresentando-se esta como uma alternativa à distribuição proposta por Marshall e Palmer.

Por sua vez, Sekine e Lind utilizaram uma distribuição de Weibull em 1982 usando medições efectuadas na Suécia, propondo a seguinte distribuição [23]:

$$N(D) = N_0 \frac{c}{b} \left(\frac{D}{b}\right)^{c-1} e^{-\left(\frac{D}{b}\right)^c} \quad \text{EQUAÇÃO 3-10}$$

$$N_0 = 1000 m^{-3} \quad \text{EQUAÇÃO 3-11}$$

$$b = 0.26 R^{0.44} mm \quad \text{EQUAÇÃO 3-12}$$

$$c = 0.95 R^{0.14} \quad \text{EQUAÇÃO 3-13}$$

Na Figura 3-4 apresenta-se a distribuição de Weibull para várias taxas de precipitação.

Esta distribuição emprega-se em microondas para diferentes tipos de chuva como chuviscos, chuvas estratiformes e convectivas. Têm-se realizado numerosos estudos de atenuação por chuva utilizando esta distribuição. Por exemplo Ishii em 2004 com uma ligação de 1 km a 225 GHz ou Sayama e Sekine considerando diferentes frequências entre 8.4 e 312 GHz [24, 25].

Ainda que os tamanhos, formas e orientações das gotas de chuva possam variar dentro de um mesmo fenómeno de chuva, pode assumir-se que a distribuição do tamanho das gotas é relativamente estável, variando fundamentalmente com a intensidade da precipitação [11].

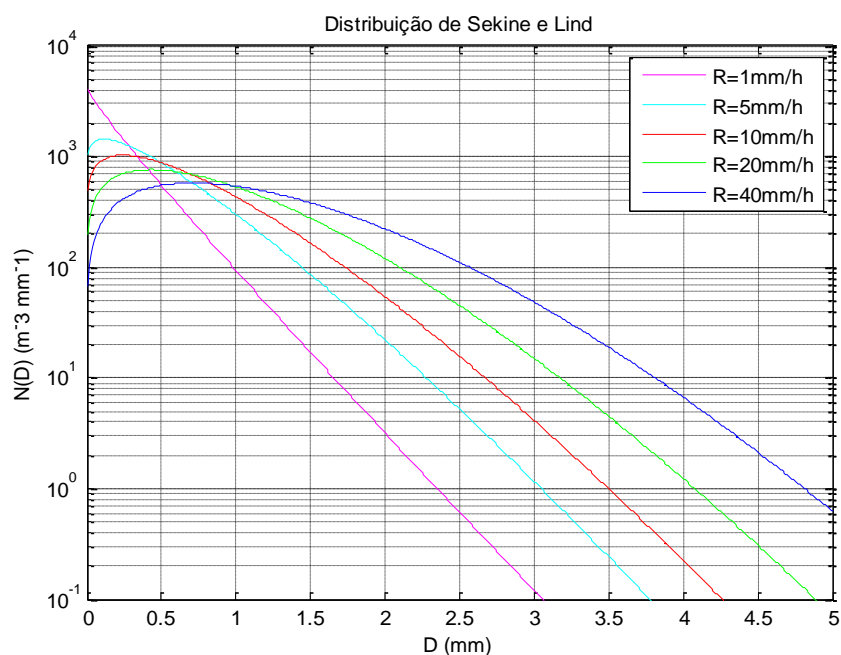


FIGURA 3-4 - DISTRIBUIÇÃO DE SEKINE E LIND PARA VÁRIAS TAXAS DE PRECIPITAÇÃO.

Nas últimas décadas a instrumentação tem melhorado substancialmente sendo agora possível determinar com maior exactidão o tamanho das gotas. Não obstante, as medidas de distribuições de gotas com tamanhos acima de 0.5 mm parecem confirmar a precisão da distribuição de Laws e Parsons [16].

Apesar de estarem entre as mais antigas, as distribuições exponencial decrescente de Marshall e Palmer e Joss et al permanecem as mais comumente empregues para os cálculos da atenuação por chuva [2].

Os efeitos interactivos exactos dos vários factores físicos que moldam a distribuição de tamanhos das gotas não está completamente compreendido devido à sua natureza aleatória e complexa. Podem, no entanto, tomar-se em atenção algumas considerações qualitativas. Por exemplo, partículas de água não precipitada nas nuvens podem atingir até algumas dezenas de μm de diâmetro e possuem apenas alguns cm/s de velocidade. O crescimento considerável do tamanho das partículas deve ser tomado em conta antes da gota ganhar velocidade suficiente para cair e assumir a designação de gota de chuva.

Por outro lado, enquanto que os mecanismos de formação podem impor um certo limite inferior no tamanho das gotas, isto pode ser eliminado pelo efeito de evaporação (cuja velocidade depende do tamanho da gota, humidade relativa, temperatura e velocidade do vento) para distâncias de queda maiores, fenómeno que causa o emagrecimento de todas as gotas durante a queda e a completa evaporação das gotas mais pequenas [16].

No sentido de avaliar o desempenho das várias DSD apresentadas, desenvolveu-se uma pequena aplicação onde é possível visualizar estas distribuições, individualmente ou em conjunto, para taxas de precipitação numa gama de 0.5 a 50 mm/h. As opções de zoom foram também incluídas para uma visualização mais detalhada. Um screenshot encontra-se na Figura 3-5.

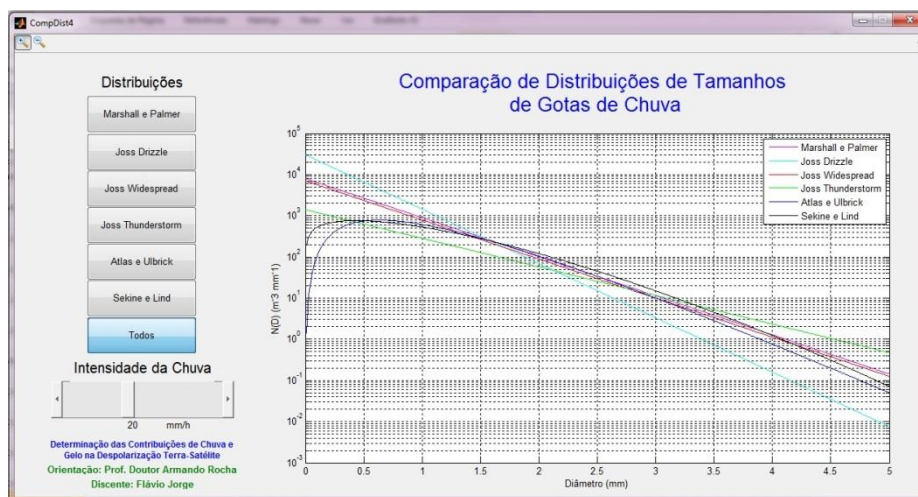


FIGURA 3-5 - APLICAÇÃO PARA COMPARAÇÃO DE DSD EM FUNÇÃO DA TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

Na Figura 3-6 podem-se observar as várias distribuições apresentadas e descritas acima para uma taxa de precipitação de 20 mm/h.

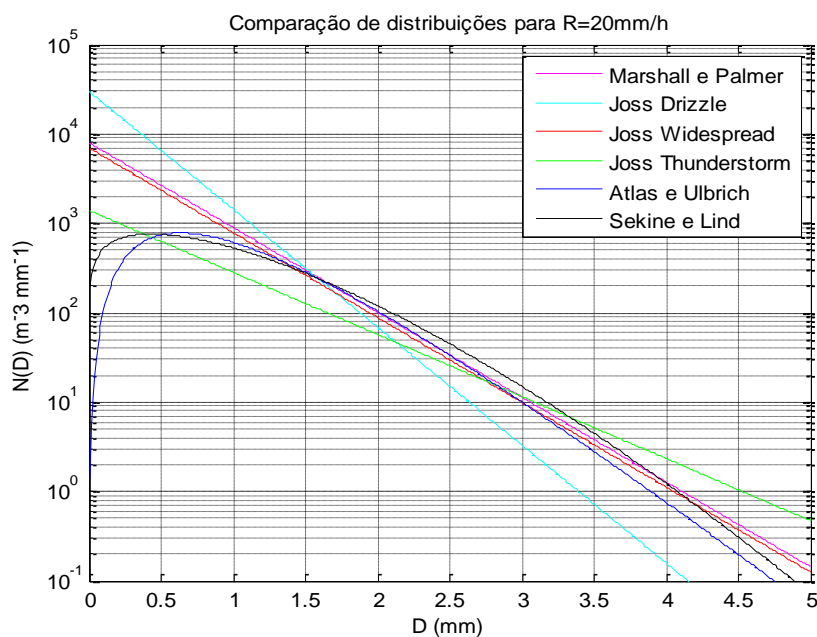


FIGURA 3-6 - COMPARAÇÃO DE DSD.

Como se pode constatar, todas as DSD privilegiam genericamente as gotas de menor dimensão. Gotas demasiado pequenas no entanto, perdem preponderância nos modelos de Atlas e Ulbrich e de Sekine e Lind, o que torna estas distribuições atractivas em propagação de ondas milimétricas. A distribuição de Marshall e Palmer, que sobrestima o número de gotas de dimensão mais reduzida, como os próprios autores concluíram quando compararam os seus resultados com os obtidos por Laws e Parsons, segue bem Joss-Widespread, pelo que no desenvolvimento desta dissertação fez-se uso apenas da primeira para o estudo do caso intermédio entre Joss-Drizzle e Joss-Thunderstorm. Ainda que as distribuições de Atlas e Ulbrich e de Sekine e Lind não sejam objecto de estudo deste projecto, são interessantes num contexto mais alargado nesta temática e mesmo na área de radar.

3.2 MICROESTRUTURA

A microestrutura do meio de propagação está relacionada com as propriedades intrínsecas dos hidrometeoros e com as propriedades individuais dos mesmos e que se apresentam a seguir.

3.2.1 TAMANHO E FORMA DAS GOTAS DE CHUVA

O tamanho e a forma das gotas de chuva não se podem dissociar, uma vez que estes parâmetros estão intrinsecamente relacionados.

A forma das gotas tem sido objecto de numerosos estudos baseados em medidas fotográficas e em túneis de vento [2, 16].

A forma de uma gota de chuva a cair à sua velocidade terminal de queda é determinada pelo equilíbrio entre as forças tensão superficial, pressão hidrostática e pressão aerodinâmica do fluxo de ar em torno da gota. Estas grandezas tendem a manter quase vertical o eixo de simetria, ainda que a sua orientação média possa ser inclinada em alguns graus em virtude do gradiente da velocidade do vento com a altitude [7, 11].

O tamanho das gotas varia geralmente entre 100 μm e 3.5 mm de raio, sendo que o tamanho máximo é determinado pela estabilidade. Gotas de dimensão superior a 4 mm são geralmente instáveis e tendem a partir-se durante a queda, podendo, contudo, observarem-se gotas de dimensão ligeiramente superior mas estabilizadas pelo gelo [16].

As gotas estáveis assumem uma forma dependente da sua dimensão, sendo que os estudos efectuados revelam que estas assumem formas desde simples esferas para diâmetros inferiores a esferóides oblatos, achatados e alongados, para diâmetros maiores. Assim, quanto maiores são as gotas de chuva, maior será a distorção com

respeito à forma esférica. Neste sentido e uma vez que a forma não altera o volume de água presente, a atenuação para uma polarização linear será dependente da orientação relativa do vector campo eléctrico com o eixo principal da gota.

A parametrização destas formas geométricas é efectuada por meio do raio a_0 da esfera equivolumétrica e da relação axial b/a , donde $2a$ é a largura da gota e $2b$ é a altura da mesma.

Conhecendo a velocidade terminal de queda da gota é possível determinar a sua forma resolvendo a equação que descreve o balanço das pressões interna e externa na superfície da gota, cálculo hoje efectuado recorrendo-se a técnicas numéricas. Pruppacher e Pitter (1971) derivaram a pressão aerodinâmica em torno da superfície da gota a partir de medidas da pressão aerodinâmica em torno da superfície de uma esfera rígida e compensando a falta de circulação interna, sendo capazes de solucionar numericamente o balanço de pressões e produzindo a forma das gotas de chuva em queda na atmosfera. A relação entre as formas das gotas calculada e medida manifestou-se bastante satisfatória [16].

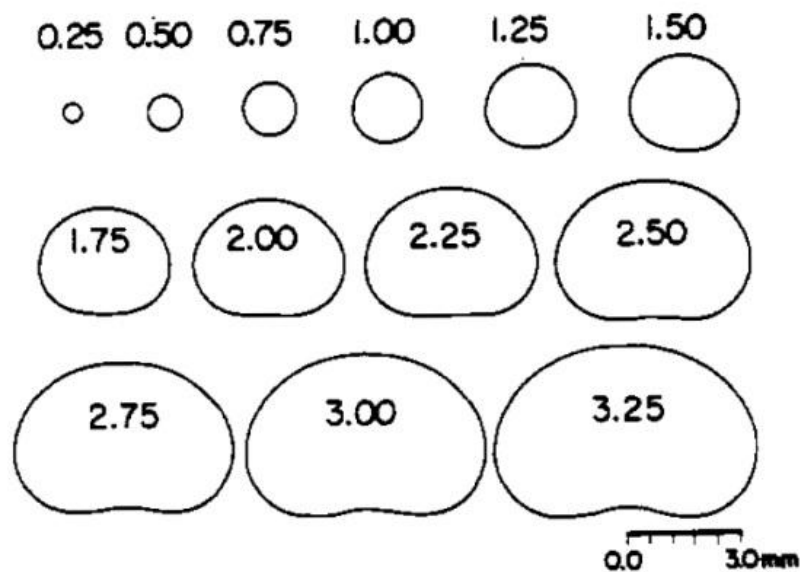


FIGURA 3-7 - FORMA DAS GOTAS EM FUNÇÃO DO RAIO DA ESFERA EQUIVOLUMÉTRICA EM mm.

Na Figura 3-7 representam-se as formas de uma gota segundo a relação teórica entre a relação axial e o raio equivolumétrico entre 0.25 e 3.25 mm segundo Pruppacher e Pitter [11, 26].

Por meio dos dados procedentes das medidas de Pruppacher e Beard [27] obteve-se a seguinte expressão empírica para o diâmetro da esfera equivolumétrica:

$$\frac{b}{a} = 1.03 - 0.062D \quad \text{EQUAÇÃO 3-14}$$

Onde $D = 2a_0$ para $D > 0.5 \text{ mm}$. Entretanto, $b/a = 1$ para $D < 0.5 \text{ mm}$.

Diferentes experiências têm refinado a expressão anterior baseando-se em medidas de disdrómetro vídeo 2D ou medidas de radar polarimétrico [28, 29].

Entretanto, também um campo eléctrico intenso pode, em determinadas circunstâncias, contribuir para uma deformação adicional das gotas. Um campo eléctrico vertical poderá tornar as gotas prolatas (com o eixo de simetria ao longo da sua maior dimensão), regressando à sua forma original findo o campo eléctrico. O vector XPD, que será exposto mais adiante, apresentaria uma inversão de fase e a atenuação diferencial tornar-se-ia negativa. A turbulência atmosférica pode ainda contribuir de forma não negligenciável para a alteração da forma das gotas, contribuindo, neste caso, para a isotropia do meio de propagação [30].

3.2.2 ORIENTAÇÃO DAS GOTAS

As forças aerodinâmica, gravitacional e electrostática afectam o alinhamento das partículas. Para a chuva, a combinação das forças aerodinâmica e gravitacional é a mais importante.

Não obstante gotas de chuva em queda à velocidade terminal na atmosfera terem, geralmente, o seu eixo de simetria distribuído em torno da direcção vertical, forças de cisalhamento do vento constante podem modificar este alinhamento. Contudo, para trajectos inclinados, tais efeitos são reduzidos uma vez que estes decrescem rapidamente com o incremento da altitude à superfície terrestre.

Um modelo físico para a forma pela qual as forças aerodinâmica e gravitacional, numa gota de chuva, afectam a sua orientação foi fornecido por Brussaard (1976). Assume-se que o eixo de simetria da gota é paralelo ao fluxo de ar em torno da gota, que pode dividir-se em duas componentes: vertical, causada pela queda da gota e horizontal, devida ao gradiente do vento. Em virtude da variação deste gradiente com a altitude, o ângulo de inclinação da gota decresce com o incremento da altitude.

A Figura 3-8 mostra os resultados obtidos pelo modelo de Brussaard [31].

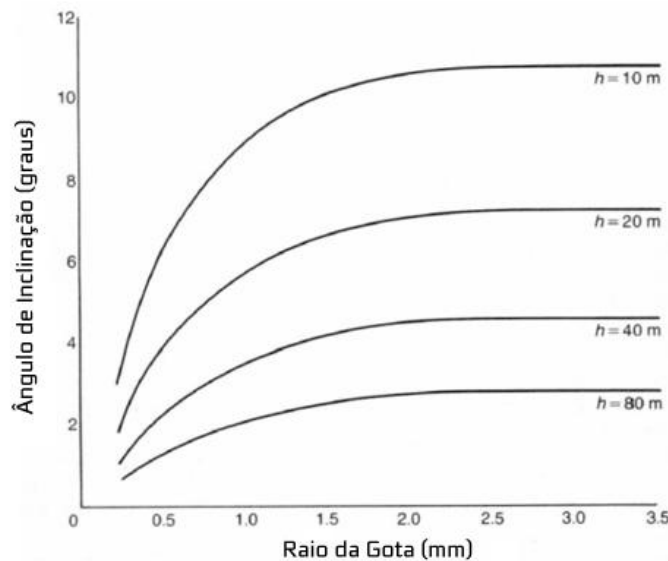


FIGURA 3-8 - ÂNGULO DE INCLINAÇÃO DAS GOTAS EM FUNÇÃO DO RAIO E DA ALTURA h (VELOCIDADE DO VENTO DE 15M/s).

O modelo evidencia que o ângulo de inclinação da gota é função do seu tamanho. A inclinação aumenta com o incremento do raio da gota até que este atinja cerca de 2 mm, enquanto que para gotas maiores o ângulo de inclinação é aproximadamente constante, uma vez que a velocidade de queda para gotas maiores é sensivelmente constante. Como se pode observar, salvo para pontos próximos do solo, a orientação das gotas é quase vertical, com inclinações em torno de 1° a 3° .

De salientar que o modelo de Brussaard apenas prevê a média do ângulo de inclinação das gotas, não contribuindo para a distribuição deste ângulo.

No que concerne à distribuição do ângulo de inclinação, Maher, Murphy e Sexton (1977) desenvolveram um modelo baseado no efeito de rajadas de vento. Estes assumiram que as gotas são assimétricas com os seus eixos na direcção do fluxo de ar, sendo que a velocidade do vento é composta por duas componentes: uma estável e uma oscilatória sinusoidal de pequena amplitude. Os autores calcularam então a distribuição angular a partir de medidas da amplitude e frequência de flutuações da velocidade do vento horizontal.

Howard e Gerogiokas (1982) resolveram a equação diferencial para o movimento horizontal das gotas também com a introdução de uma variação sinusoidal, usando, no entanto, a energia espectral do vento para derivar a variação do mesmo ângulo [16].

Entretanto, também campos electrostáticos podem contribuir para o ângulo de inclinação das gotas com alguns graus para gotas pequenas ou com velocidade de queda reduzida [30].

3.2.3 VELOCIDADE DE QUEDA DAS GOTAS

Pretendendo determinar a intensidade da chuva a partir da distribuição espacial de gotas, é imperativa a modelação da velocidade de queda das gotas de chuva.

De acordo com Gunn, 1958, a velocidade de queda das gotas aumenta com o seu tamanho, enquanto o gradiente da velocidade gradualmente decresce até ao ponto em que se torna nulo: a velocidade terminal atinge o seu valor máximo a aproximadamente 9 m/s. A existência deste limite é consequência da deformação a que as gotas são sujeitas: de facto, se as gotas fossem perfeitamente esféricas, a sua velocidade excederia 9 m/s no caso de gotas com raio superior a 2.5 mm [2].

A velocidade terminal de queda V_{∞} (m/s), obtida quando a força gravítica e a força de atrito se equilibram, pode ser definida como uma função da pressão atmosférica, humidade, temperatura e diâmetro da gota de chuva [11]. A expressão utilizada é baseada em medidas da velocidade terminal de queda de gotas de água efectuadas por Gunn e Kintzer, dando-lhes uma carga eléctrica e deixando-as cair através de dois eléctrodos indutores, e ajustada analiticamente por Atlas [32, 33].

Se D é o diâmetro em mm,

$$V_{\infty}(D) = 9.65 - 10.3e^{-0.6D}, D > 0.6 \text{ mm} \quad \text{EQUAÇÃO 3-15}$$

Esta expressão baseia-se em medidas efectuadas a uma pressão atmosférica de 1013 mbar e a 20 °C com uma humidade relativa de 50 %. No entanto, é possível generalizar o uso da expressão anterior para contemplar as variações de pressão. Para tal tomam-se as variações de altura sobre o nível do mar.

Tomando as condições da US Standard Atmosphere de 1976, para a dependência da densidade do ar com a altura e fazendo uso da relação de Foote e DuToit pode-se calcular o incremento da velocidade terminal [34, 35]:

$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5}h + 1.71 \times 10^{-9}h^2 \quad \text{EQUAÇÃO 3-16}$$

Onde h é dada em metros acima do nível do mar. Esta expressão é utilizada em radares Doppler na estimação da distribuição de gotas de chuva em altitude.

Desta forma, a nova velocidade terminal, dependente tanto do diâmetro como da altura sobre o nível do mar, é cognoscível:

$$V_{\infty}(D, h) = V_{\infty}(D)\delta(h) \quad \text{EQUAÇÃO 3-17}$$

Seguindo o desenvolvimento descrito acima, obtém-se a Figura 3-9 que mostra a velocidade terminal das gotas como função do seu diâmetro e da altitude.

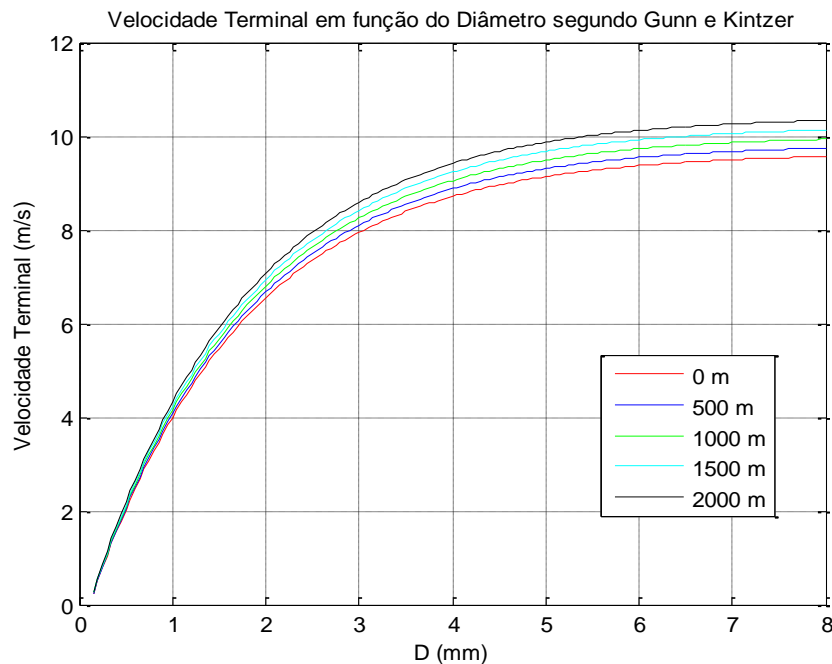


FIGURA 3-9 - VELOCIDADE TERMINAL DE QUEDA DE GOTAS DE CHUVA PARA DIFERENTES ALTITUDES ACIMA DO NÍVEL DO MAR COM O AR EM REPOUSO.

Como se pode constatar, a velocidade terminal de queda varia em função do diâmetro das gotas e da altitude. Pode ainda observar-se que a velocidade terminal supera os 9.73 m/s para diâmetros superiores a 6 mm a uma altitude de 1000 m, sendo que a diferença máxima da velocidade terminal é de 0.77 m/s entre 2000 e 0 m de altitude, para um diâmetro de 8 mm.

Outras expressões existem para a velocidade das gotas na literatura, e que agora se resumem na Tabela 3-2 [2]:

TABELA 3-2 - MODELOS PARA A VELOCIDADE DE QUEDA DE GOTAS DE CHUVA.

Autores	Velocidade de queda (m/s)
Gunn e Kinzer	$9.65 - 10.3e^{-0.6D}$
Spilhaus	$4.49D^{0.5}$
Sekhon et al	$4.25D^{0.6}$
Liu et al	$3.35D^{0.8}$
Atlas et al	$3.78D^{0.67}$

Na Figura 3-10 encontram-se representados os vários modelos para a velocidade terminal de gotas referidos na Tabela 3-2 em função do diâmetro.

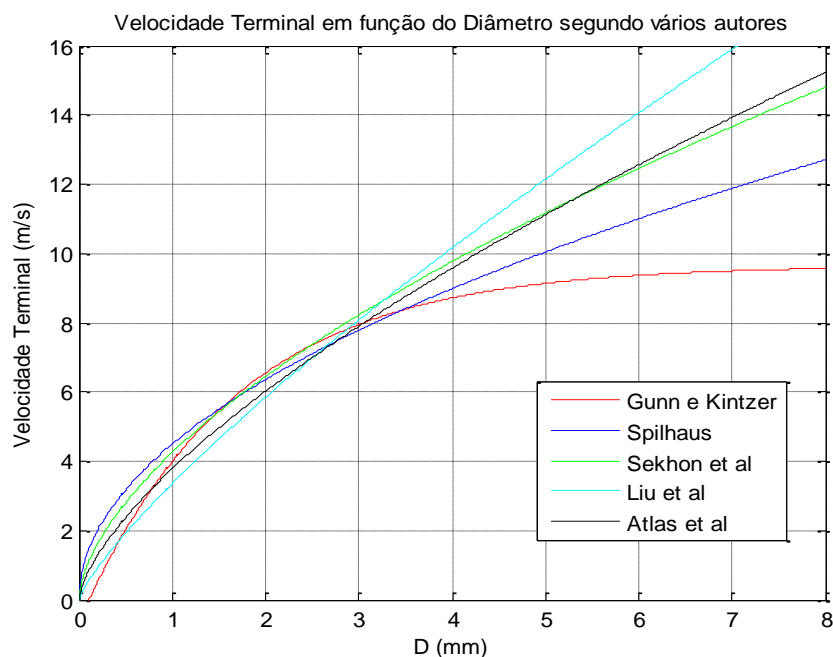


FIGURA 3-10 - VELOCIDADE TERMINAL DE QUEDA DE GOTAS EM FUNÇÃO DO DIÂMETRO DE ACORDO COM VÁRIOS AUTORES.

Como se pode atentar, para gotas de diâmetro até 4 mm os modelos são relativamente concordantes, mas os resultados são bastante díspares para diâmetros superiores. Relembrando que, geralmente, gotas de diâmetro superior a 4 mm são instáveis, pode-se concluir que em termos médios todos os modelos são adequados.

3.2.4 TAMANHO E FORMA DO GELO

O gelo apresenta-se na forma de três elementos possíveis que se desenvolvem nas nuvens: cristais de gelo, flocos de neve, e granizo. Os flocos de neve resultam da aglomeração de diversos cristais de gelo, ao passo que o granizo pode originar-se a partir de cristais de gelo ou de gotas de chuva geladas. De notar que o termo floco de neve é considerado um termo abrangente, podendo designar tanto um único cristal de gelo como um grande aglomerado de cristais de gelo [16, 36].

Num cristal de gelo as moléculas de água distribuem-se de acordo com uma rede hexagonal como mostrado na Figura 3-11. Cada ponto vermelho representa um átomo de oxigénio.

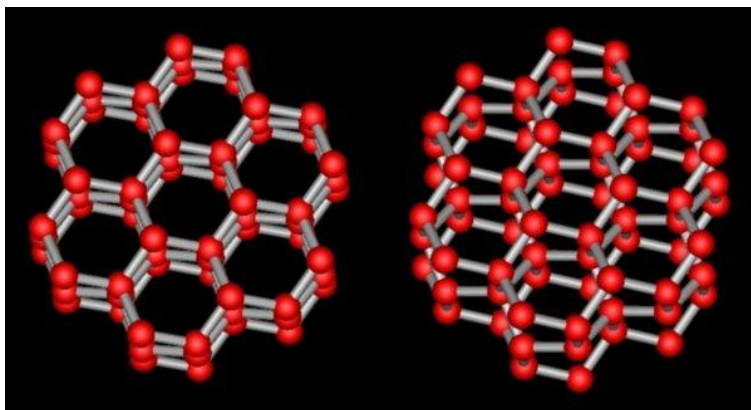


FIGURA 3-11 - ESTRUTURA CRISTALINA DO GELO.

Estes cristais resultam da sublimação (neste contexto, a passagem directa do estado gasoso ao estado sólido) do vapor de água nas nuvens e assumem diversas formas como se pode observar na Figura 3-12 [36]. Cada forma desenvolve-se mediante um conjunto de condições que se encontram patentes durante o processo de crescimento. Enquanto a temperatura controla a direcção de crescimento, o efeito da supersaturação (humidade) do vapor de água circundante relativamente ao gelo controla a ramificação e o detalhe.

Também o campo eléctrico é um factor condicionante do crescimento de cristais de gelo. Um campo eléctrico acima de determinado valor promove e acelera o crescimento de cristais de gelo alongados e insensibiliza a forma do cristal em desenvolvimento da variação de temperatura [30]. Uma exposição mais detalhada acerca desta temática encontra-se em [36].

O desenvolvimento de cristais com o formato de pratos desenvolve-se numa gama de temperaturas desde 0 até -3 °C e desde -8 até -25 °C, sendo que de -3 a -8 °C e abaixo de -25 °C encontram-se cristais de gelo com o formato de agulhas e prismas [16].

Um estudo rigoroso do processo de crescimento de algumas morfologias de cristais de gelo encontra-se em [37].

Um cristal de gelo assume uma dimensão variável, tipicamente desde alguns micros até cerca de 2 mm. O crescimento em condições de humidade reduzida é lento e origina cristais mais simples e sem ramificações, ao passo que em condições de supersaturação é rápido originando-se ramificações e estruturas mais complexas como está patente na Figura 3-13 [36]. De notar que no contexto de um meio em mudança, o crescimento de cristais de gelo resulta em cristais mistos, compostos por vários tipos básicos.

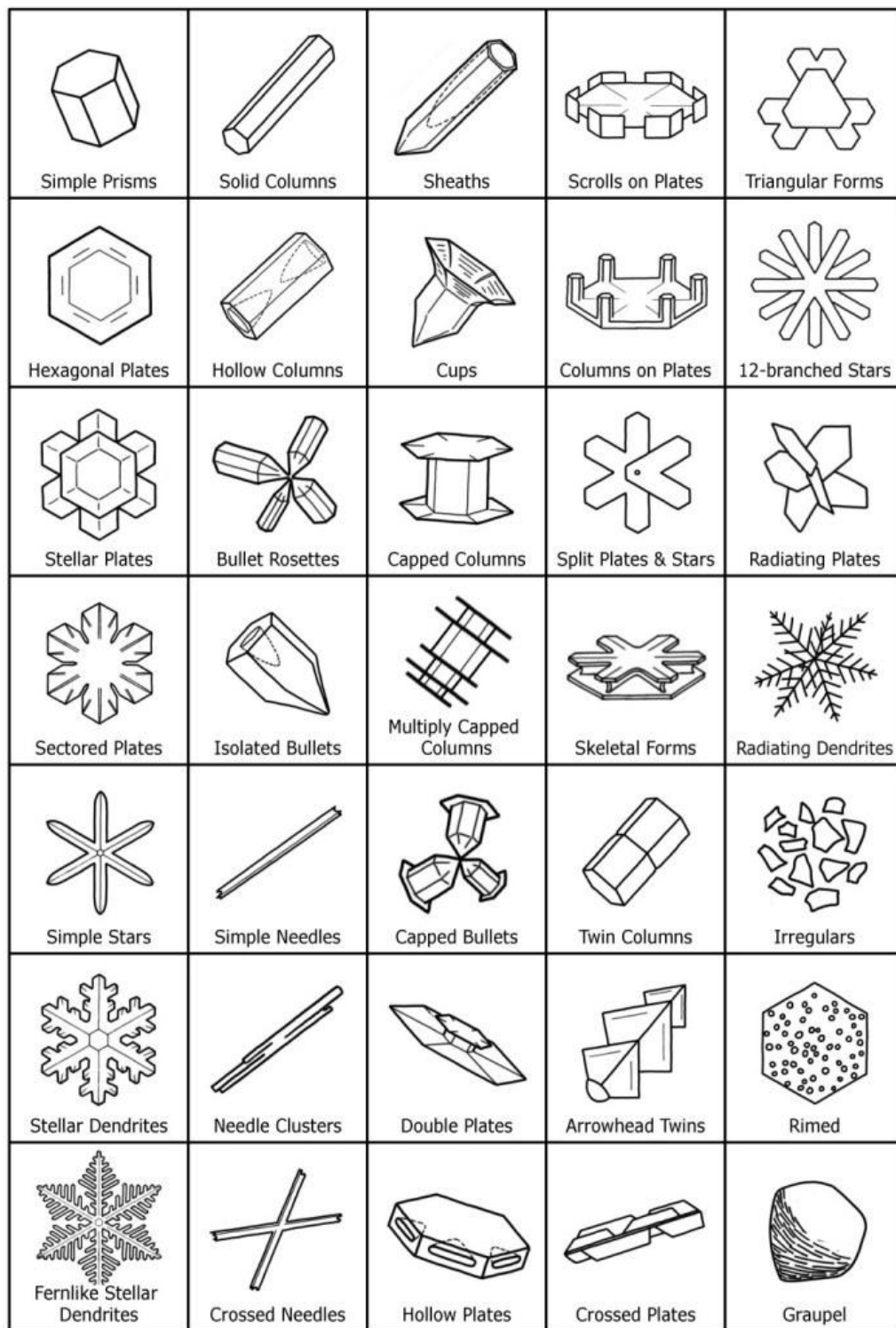


FIGURA 3-12 - VARIEDADE DE CRISTAIS DE GELO.

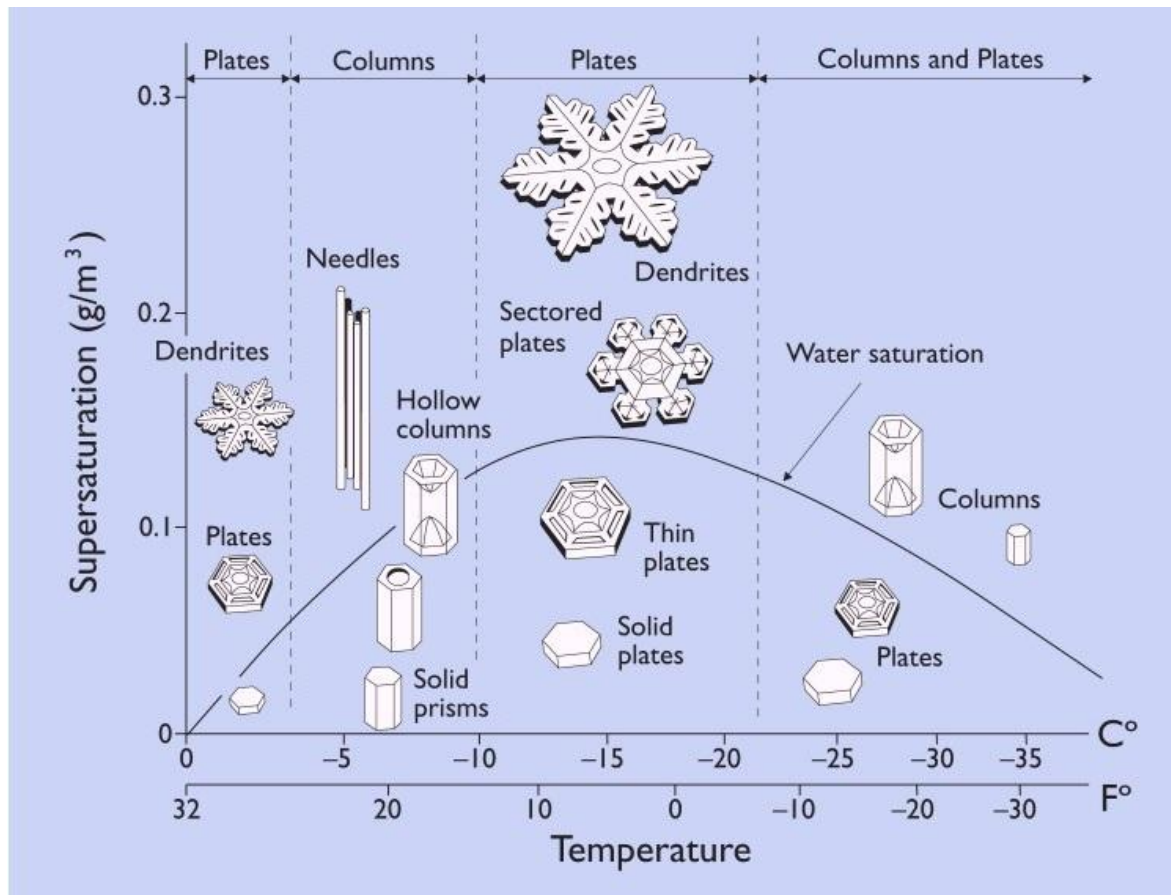


FIGURA 3-13 - DIAGRAMA MORFOLÓGICO DE CRISTAIS DE GELO EM DESENVOLVIMENTO NO AR A 1 atm.

A razão pela qual se observa uma diversidade tão grande no formato dos cristais de gelo é ainda desconhecida. O crescimento depende da forma pela qual as moléculas de vapor de água são incorporadas na estrutura cristalina em desenvolvimento e a física subjacente a este processo não só é complexa como é mal compreendida [36].

Não obstante a grande variabilidade e complexidade das estruturas formadas, aquelas com grande capacidade de orientação (agulhas e pratos) são absolutamente problemáticas no contexto da propagação de microondas, uma vez que causam despolarização.

Alguns exemplos de cristais de gelo em fotografia encontram-se na Figura 3-14 [37].

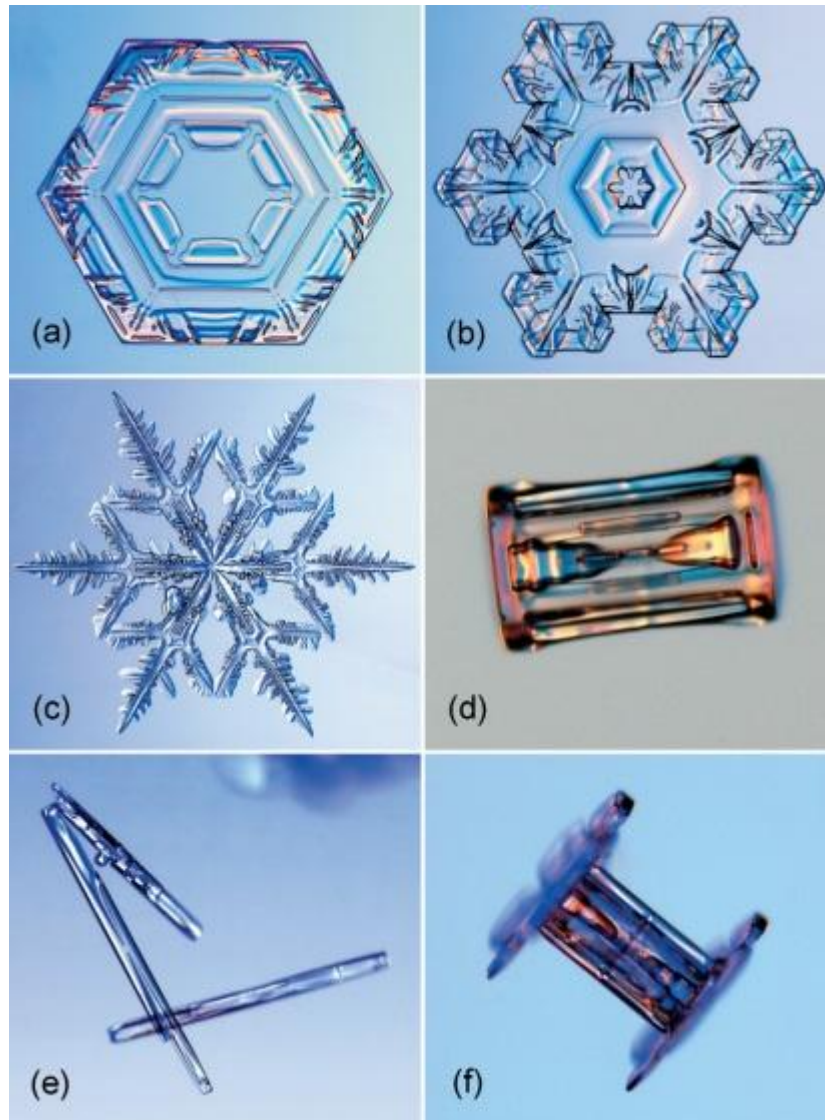


FIGURA 3-14 - EXEMPLOS DE DIFERENTES TIPOS MORFOLÓGICOS DE CRISTAIS DE GELO. EM (A) TEM-SE UM PRATO SIMPLES DE 1.4mm, EM (B) ENCONTRA-SE UM PRATO MAIS COMPLEXO DE 2.1mm, EM (C) OBSERVA-SE UMA DENDRITE DE 3mm, EM (D) CONTEMPLA-SE UMA COLUNA HEXAGONAL SIMPLES DE 0.45mm DE COMPRIMENTO, EM (E) OBSERVAM-SE AGULHAS DE 1.1mm DE COMPRIMENTO E EM (F) TEM-SE UMA COLUNA TAPADA DE 0.6mm DE COMPRIMENTO.

3.2.5 ORIENTAÇÃO E VELOCIDADE DE QUEDA DO GELO

A modelação da orientação dos cristais de gelo não é trivial, já que estes assumem, como se viu, formas, tamanhos e densidades bastante diferentes. Desta maneira, os modelos acabam por se centrar nas agulhas e nos pratos.

A orientação das partículas de gelo está dependente tanto de forças aerodinâmicas como de campos eléctricos eventualmente existentes.

Se por um lado agulhas e pratos caem com uma orientação preferencial horizontal, isto é, discos ou pratos caem com o seu menor eixo na vertical e as agulhas caem com o seu

maior eixo na horizontal, devido à aerodinâmica e à força da gravidade, num contexto meteorológico em que existem campos eléctricos associados a tempestades (caso das nuvens cumulo-nimbus) os cristais tendem a alinhar-se com a maior dimensão ao longo das linhas de campo. A modelação do fenómeno foi proposta por Haworth, McEwan e Watson em 1977 [16].

O fenómeno do alinhamento dos cristais de gelo aquando de actividade eléctrica na atmosfera é observado na despolarização por meio de alterações súbitas na componente em quadratura do vector XPD. A taxa à qual ocorrem estas mudanças de fase é demasiado elevada para que possa ser explicada com base em efeitos aerodinâmicos, mesmo que estes efeitos se propaguem à velocidade do som. Em Aveiro observou-se este efeito em alguns eventos durante trovoadas e repetia-se com uma periodicidade de cerca de 2 minutos: este é o tempo que alguns modelos de carregamento das nuvens mostram como o típico após uma descarga eléctrica (relâmpago).

Na Figura 3-15 observa-se, a título de exemplo, uma representação em gráfico polar do vector XPD associado a um evento de despolarização causado por gelo medido em Aveiro e que teve lugar no dia 13 de Novembro de 2009, podendo observar-se o fenómeno de alinhamento descrito acima durante uma trovoadas.

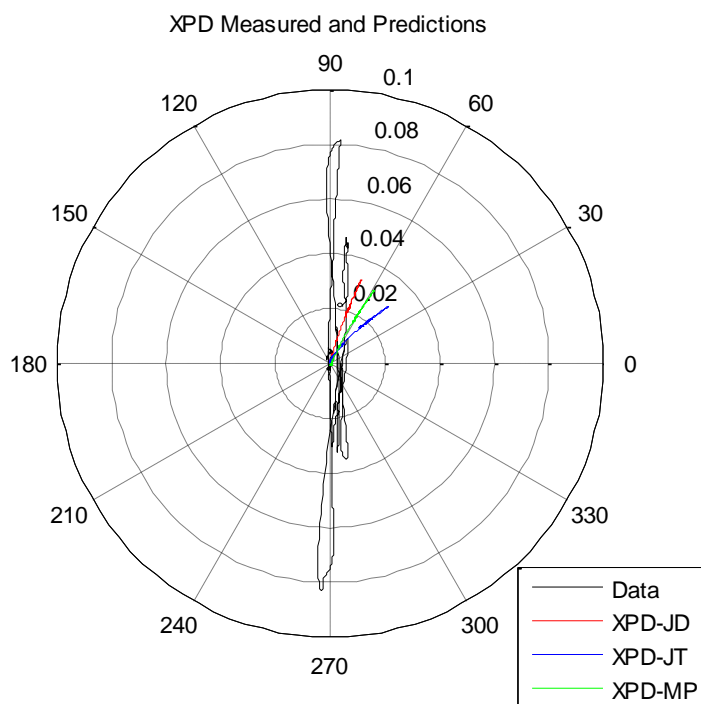


FIGURA 3-15 - EXEMPLO DE INVERSÃO DE FASE DO VECTOR XPD.

De salientar também que a turbulência atmosférica e o gradiente do vento são factores a considerar para a orientação preferencial dos cristais de gelo, à semelhança das gotas de chuva [30].

Muitas partículas de gelo permanecem em suspensão na atmosfera. Ventos ascendentes ou descendentes podem alterar este equilíbrio elevando ou descendo as partículas respectivamente. No contexto desta dinâmica, a velocidade terminal dos cristais de gelo não se manifesta como sendo um parâmetro de relevo para esta dissertação.

3.2.6 OCORRÊNCIA

A ocorrência de gelo como fonte de despolarização é atribuída tanto a nuvens estratiformes como cumuliformes que apresentam actividade eléctrica.

No primeiro caso, o fenómeno sucede-se de forma ordenada e a despolarização é de longa duração. No segundo, o fenómeno é mais complexo, principalmente se actividade eléctrica tiver lugar, e a despolarização é de menor duração, podendo observar-se inversões de fase no vector XPD como aliás se constata na figura anterior. Em qualquer uma das ocorrências, o gelo deve ter origem entre 2 a 2.5 km acima da isotérmica de 0 °C onde a temperatura deverá ser de -15 °C (assumindo o decréscimo usual de 6.5 °C/km), estabelecendo-se a temperatura adequada ao crescimento de cristais de gelo bastante anisotrópicos [30].

CAPÍTULO 4

PROPAGAÇÃO TROPOSFÉRICA

4 INTRODUÇÃO

O presente capítulo visa dar uma perspectiva dos principais fenómenos de propagação em trajectória inclinada na Troposfera e introduzem-se os modelos de propagação do ITU que são uma referência para os operadores de telecomunicações. Salientam-se as dependências da frequência, parâmetros da ligação (ângulo de elevação, ângulo de inclinação e polarização) e locais (taxa de precipitação, latitude e altitude do local).

Realça-se o carácter empírico para o cálculo da contribuição do gelo.

4.1 FREQUÊNCIA E COMUNICAÇÕES ESPACIAIS

A Ionosfera é a parte da atmosfera ionizada pela radiação solar e engloba a Termosfera e a Exosfera, sendo constituída por várias regiões que são responsáveis por reflectir ou absorver a energia das ondas rádio a frequências abaixo dos 30 MHz [38].

Acima de 30 MHz e até cerca de 3 GHz esta camada da atmosfera é preponderante no estudo da propagação de ondas electromagnéticas em comunicações espaciais, uma vez que os efeitos de propagação, nesta faixa de frequências, têm lugar nesta região. Com o aumento da frequência o sinal de rádio atravessa a Ionosfera praticamente sem atenuação, uma vez que os efeitos supracitados são atenuados.

Acima dos 3 GHz, os efeitos da Ionosfera tornam-se menos preponderantes dizendo-se que esta é essencialmente transparente para comunicações Terra-Satélite e, nesta gama de frequências, os fenómenos inerentes à propagação de ondas rádio são determinados pela Troposfera, observando-se diversos efeitos de propagação condicionantes das comunicações espaciais.

4.2 CONDICIONANTES DA PROPAGAÇÃO TERRA-SATÉLITE

A propagação Terra-Satélite sofre diversas contrariedades. A seguir apresentam-se as mais comuns numa ligação de elevação não muito reduzida: atenuação por gases, atenuação por hidrometeoros e despolarização.

4.2.1 ATENUAÇÃO DEVIDO A GASES

Um problema de propagação prende-se com a atenuação devido a gases, principalmente o oxigénio e o vapor de água.

A determinadas frequências (ditas de ressonância) observa-se uma interacção maior entre as ondas de rádio e os gases existentes, sendo as comunicações severamente limitadas. A absorção molecular, traduzida em atenuação das ondas electromagnéticas, nestas frequências deve-se à ressonância primeiramente da molécula de água, em torno dos 22.2 GHz, e depois da molécula de oxigénio, em torno dos 60 GHz. A absorção por parte do oxigénio envolve alterações no dipólo magnético ao passo que a absorção por parte do vapor de água consiste em transições entre estados rotacionais do dipólo eléctrico da molécula [38].

A atenuação devido a gases é normalmente inferior à causada por hidrometeoros, devendo, no entanto, ser levada em atenção nos sistemas de baixa margem de atenuação e reduzido ângulo de elevação. Uma possível metodologia que conduz à determinação do

valor da atenuação devido a gases pode ser encontrada na recomendação ITU-R P.676-9 [7, 39].

Na Figura 4-1 encontra-se a atenuação em função da frequência (desde 1 a 350 GHz) em condições PTN (Pressão e Temperatura Normal), provocada quer pelo vapor de água (a azul), quer pelo oxigénio (a vermelho) [39].

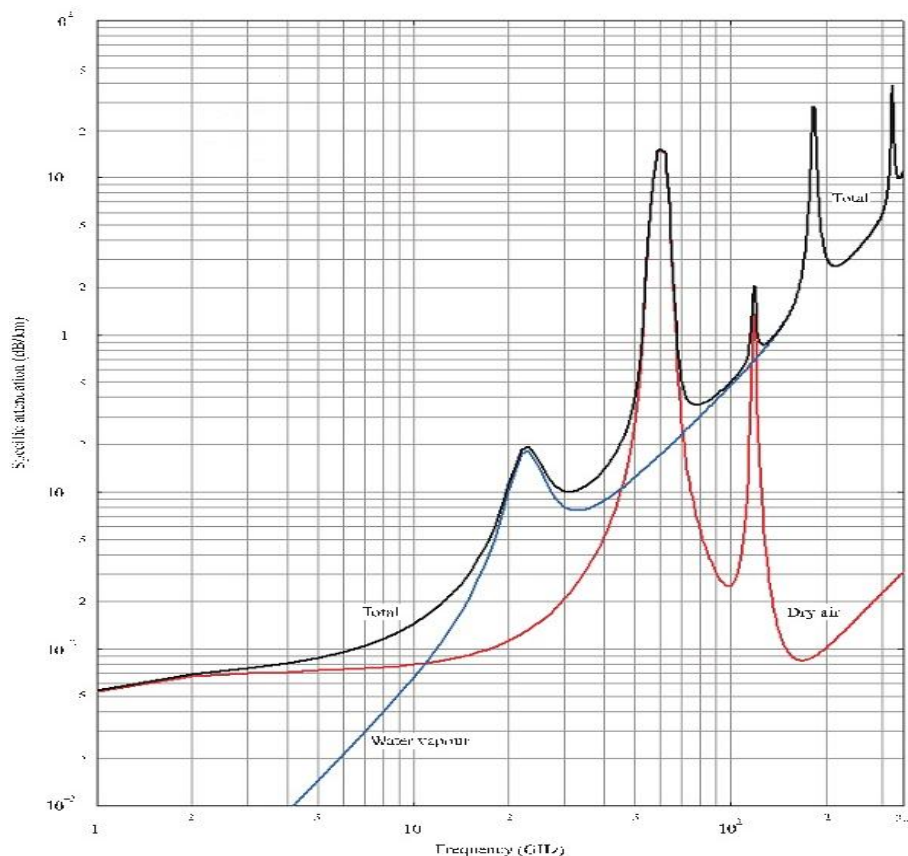


FIGURA 4-1 - ATENUAÇÃO ESPECÍFICA DEVIDO A GASES ATMOSFÉRICOS COM PRESSÃO DE 1013 hPa, TEMPERATURA DE 15°C E DENSIDADE DE VAPOR DE ÁGUA DE 7.5 g / m³.

4.2.2 ATENUAÇÃO DEVIDO A HIDROMETEOROS

Outro factor muito importante prende-se com a atenuação, por absorção e espalhamento, devido à presença de hidrometeoros, tais como chuva, nuvens, nevoeiro, neve e gelo, provocando a redução da amplitude do sinal e o aumento da temperatura de ruído da antena. A frequências mais baixas a atenuação deve-se essencialmente à absorção, enquanto que a frequências mais elevadas o espalhamento (scattering) torna-se mais preponderante [40].

A chuva é a principal responsável pelo condicionamento nas comunicações espaciais, particularmente a frequências acima dos 10 GHz. De notar entretanto que as gotas de

chuva de dimensão intermédia assumem uma preponderância maior para a atenuação relativamente às de dimensão superior.

A atenuação provocada pelas nuvens e pelo nevoeiro apresenta-se muito menos severa que a atenuação provocada pela chuva, tendo, contudo, de ser levada em consideração a frequências acima dos 15 GHz [38]. As partículas de gelo, ainda que sejam responsáveis por alguma atenuação, não são preponderantes para este fenómeno a frequências inferiores a 30 GHz.

No que concerne ao procedimento de cálculo das distribuições cumulativas da atenuação devido a chuva, de entre os vários modelos encontrados na literatura, enfatiza-se o modelo ITU-R P.618-10 que descreve a metodologia conducente à determinação da atenuação num longo período de tempo numa gama de frequências até 55 GHz, e que necessita dos parâmetros que constam da Tabela 4-1 [41].

TABELA 4-1 - PARÂMETROS REQUERIDOS PELA RECOMENDAÇÃO ITU-R P.618-10 PARA O CÁLCULO DA ATENUAÇÃO

Parâmetros requeridos pela recomendação ITU-R P.618 - Atenuação	
$R_{0.01}$	Taxa de precipitação excedida para uma dada localização em 0.01% do ano (mm/h)
h_s	Altura da estação terrestre em relação ao nível do mar (km)
θ	Ângulo de elevação ($^{\circ}$)
φ	Latitude da estação terrestre ($^{\circ}$)
f	Frequência (GHz)
R_e	Raio efectivo da terra (8500 km)
τ	Ângulo de inclinação da polarização ($^{\circ}$)

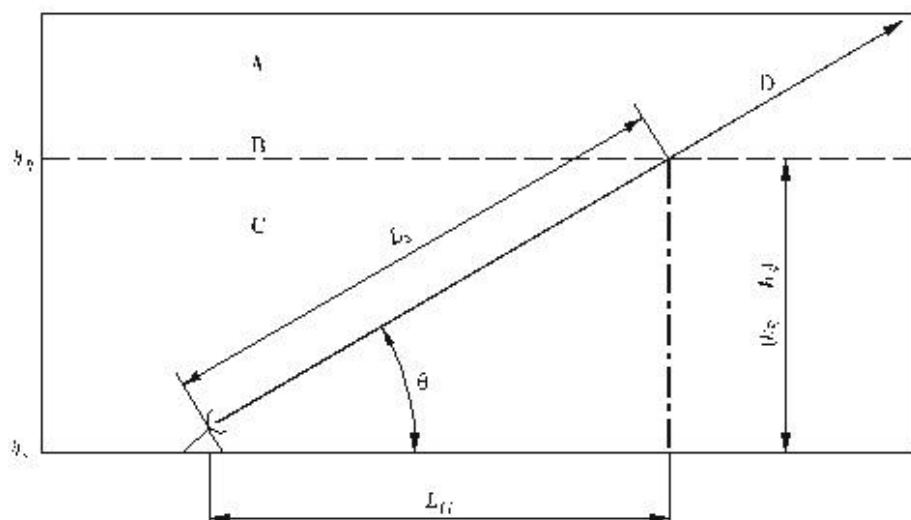


FIGURA 4-2 - ESQUEMA DA LIGAÇÃO TERRA-SATÉLITE: A – PRECIPITAÇÃO GELADA; B – ALTURA DA CHUVA; C – PRECIPITAÇÃO LÍQUIDA; D – PERCURSO TERRA-SATÉLITE

Metodologicamente, o processo desenvolve-se em dez passos e o esquema da ligação Terra-Satélite é de acordo com o observado na Figura 4-2 [41].

Passo 1: Determinar a altura da chuva, h_R como dado na recomendação ITU-R P.839-3 [17].

Segundo a recomendação, a altura da chuva é determinada com base na altura da isotérmica de 0 °C resolvendo:

$$h_R = h_0 + 0.36 \text{ km} \quad \text{EQUAÇÃO 4-1}$$

Onde h_0 é a altura da isotérmica de 0 °C obtida a partir de uma interpolação bilinear dos dados do ITU nas coordenadas da estação terrestre, caso não existam dados medidos no local, os quais são sempre preferidos.

Passo 2: Determinar o comprimento do caminho inclinado abaixo da altura da chuva L_S em km:

$$L_S = \begin{cases} \frac{(h_R - h_S)}{\sin \theta}, & \theta \geq 5^\circ \\ \frac{2(h_R - h_S)}{\left((\sin \theta)^2 + \frac{2(h_R - h_S)}{R_e} \right)^{1/2} + \sin \theta}, & \theta < 5^\circ \end{cases} \quad \text{EQUAÇÃO 4-2}$$

De notar que para um ângulo de elevação inferior a 5° a curvatura da Terra introduz erros não negligenciáveis na projecção horizontal L_G de L_S e $(h_R - h_S)$ é sempre maior que zero, caso contrário a atenuação prevista é nula qualquer que seja a percentagem de tempo e os passos seguintes são inválidos.

Passo 3: Determinar a projecção horizontal de L_S , L_G :

$$L_G = L_S \cos \theta \text{ km} \quad \text{EQUAÇÃO 4-3}$$

Passo 4: Determinar a taxa de precipitação excedida em 0.01% do ano, $R_{0.01}$.

Esta taxa corresponde à taxa de precipitação cumulativa em 0.01% do ano e pode ser obtida por meio de mapas de taxa de precipitação fornecidos na recomendação ITU-R P.837-6 [42]. Caso este parâmetro seja nulo, a atenuação por chuva é nula, evidentemente.

Passo 5: Obter a atenuação específica da chuva γ_R recorrendo aos coeficientes dependentes da frequência fornecidos na recomendação ITU-R P.838-3 [43], ao ângulo de elevação usado no passo 2 e à taxa determinada no passo 4.

Esta grandeza necessita do ângulo de inclinação (*tilt angle*) da polarização. Essencialmente é o ângulo que é necessário inclinar o alimentador da antena (olhando para Sul, para a esquerda (ângulo negativo) ou para a direita (ângulo positivo)) nas coordenadas da estação terrestre tal que, se esta se encontrasse na mesma longitude do satélite, estaria alinhada com este, isto é, na longitude do satélite a antena estaria numa posição vertical (se esta for a considerada de referência) e o satélite é visto nessa longitude a Sul.

Finalmente,

$$\gamma_R = k(R_{0.01})^\alpha \quad dB/km \quad \text{EQUAÇÃO 4-4}$$

Passo 6: Calcular o factor de redução horizontal, $r_{0.01}$, para 0.01% do tempo usando:

$$r_{0.01} = \frac{1}{1 + 0.78 \sqrt{\frac{L_G \gamma_R}{f}} - 0.38(1 - e^{-2L_G})} \quad \text{EQUAÇÃO 4-5}$$

Passo 7: Calcular o factor de ajuste vertical, $v_{0.01}$, para 0.01% do tempo:

$$\xi = \tan^{-1} \left(\frac{h_R - h_S}{L_G r_{0.01}} \right) \quad \text{graus} \quad \text{EQUAÇÃO 4-6}$$

$$L_R = \begin{cases} \frac{L_G r_{0.01}}{\cos \theta}, & \xi > \theta \\ \frac{(h_R - h_S)}{\sin \theta}, & \text{outros casos} \end{cases} \quad km \quad \text{EQUAÇÃO 4-7}$$

Se $|\varphi| < 36^\circ$,

$$\chi = 36 - |\varphi| \quad \text{graus} \quad \text{EQUAÇÃO 4-8}$$

Para outros casos,

$$\chi = 0 \quad \text{graus} \quad \text{EQUAÇÃO 4-9}$$

Tomando estes parâmetros, determina-se o factor de ajuste vertical:

$$v_{0.01} = \frac{1}{1 + \sqrt{\sin \theta} \left(31 \left(1 - e^{-(\theta/(1+\chi))} \right) \frac{\sqrt{L_R \gamma_R}}{f^2} - 0.45 \right)} \quad \text{EQUAÇÃO 4-10}$$

Os factores determinados nos passos 6 e 7 estão relacionados com o tamanho da célula de chuva e não uniformidades verticais e horizontais no trajecto Terra-Satélite. A necessidade destes factores correctivos foi descrita anteriormente.

Passo 8: Determinar o comprimento efectivo do trajecto Terra-Satélite:

$$L_E = L_R v_{0.01} \text{ km} \quad \text{EQUAÇÃO 4-11}$$

Passo 9: Determinar a atenuação excedida em 0.01% do ano:

$$A_{0.01} = \gamma_R L_E \text{ dB} \quad \text{EQUAÇÃO 4-12}$$

Como se pode constatar, a atenuação excedida é directamente proporcional à atenuação específica da chuva.

Passo 10: Pretendendo o valor da atenuação excedida em outras percentagens do ano numa gama de 0.001% até 5% pode-se resolver:

Se $p \geq 1\%$ ou $|\varphi| \geq 36^\circ$,

$$\beta = 0 \quad \text{EQUAÇÃO 4-13}$$

Se $p < 1\%$ e $|\varphi| < 36^\circ$ e $\theta \geq 25^\circ$,

$$\beta = -0.005(|\varphi| - 36) \quad \text{EQUAÇÃO 4-14}$$

Para outros casos,

$$\beta = -0.005(|\varphi| - 36) + 1.8 - 4.25 \sin \theta \quad \text{EQUAÇÃO 4-15}$$

Finalmente, a atenuação para outras percentagens de tempo dentro do intervalo supracitado é dada por:

$$A_p = A_{0.01} \left(\frac{p}{0.01} \right)^{-(0.655 + 0.033 \ln(p) - 0.045 \ln(A_{0.01}) - \beta(1-p) \sin \theta)} \text{ dB} \quad \text{EQUAÇÃO 4-16}$$

Da aplicação da metodologia descrita em 2.2.1.1 da recomendação ITU-R P.618-10 é possível efectuar um estudo exploratório de maneira a averiguar a forma pela qual a atenuação devido à chuva varia de acordo com algumas variáveis consideradas de interesse. Para tal, desenvolveu-se uma pequena ferramenta, útil e de cariz genérico, que, por inserção dos dados requeridos, desenvolve a recomendação supracitada.

A geometria de ligação associada aos resultados subsequentes à frequência de 19.7 GHz assume 42 mm/h para $R_{0.01}$, 10 m para h_s , 39° para θ , 23° para τ , e 40.63° para φ (Aveiro).

Uma das variáveis de interesse é a frequência e os resultados podem ser observados abaixo na Figura 4-3, constatando-se um incremento acentuado da atenuação com o aumento da frequência.

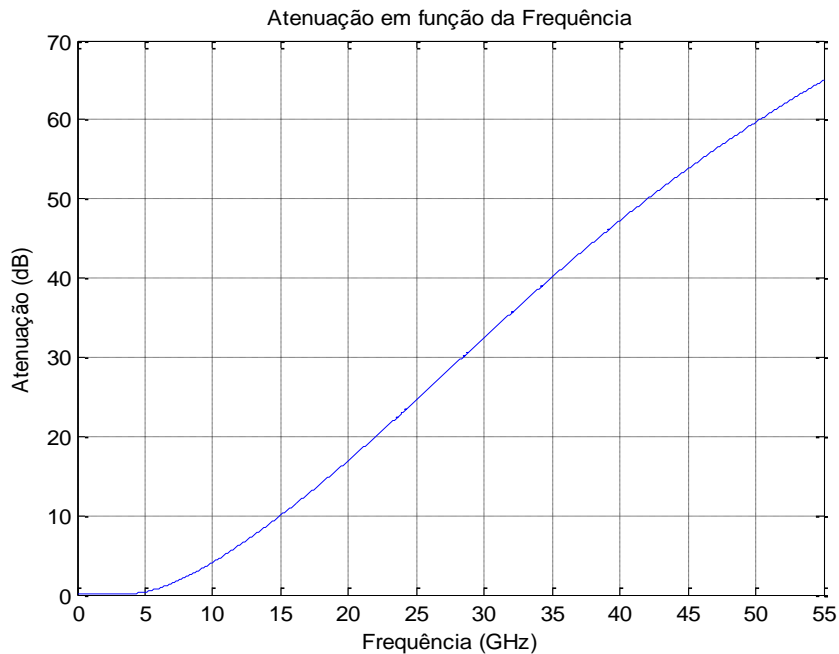


FIGURA 4-3 - ATENUAÇÃO EM FUNÇÃO DA FREQUÊNCIA.

No que concerne ao ângulo de elevação, verifica-se que para ângulos reduzidos se tem uma atenuação superior que decresce com o incremento do mesmo ângulo. O fenómeno é intuitivo e facilmente demonstrável pelo ensaio da variação do comprimento do caminho efectivo com o ângulo de elevação, concluindo-se que nas mesmas condições, para ângulos inferiores, o comprimento do caminho efectivo percorrido pela onda é superior, tornando-se menor com o incremento do ângulo de elevação. Os resultados relativos à forma como a atenuação varia em função do ângulo de elevação podem ser consultados na Figura 4-4.

Outra variável passível de ser explorada é o ângulo de inclinação da polarização. A relação da atenuação com esta variável é explicitada na Figura 4-5, evidenciando que a atenuação decresce com o aumento do ângulo de inclinação da polarização (medido em relação ao plano horizontal). Numa gama de -90° a 90° observa-se um período da dependência no qual a atenuação incrementa o seu valor até 0° (situação na qual se tem polarização linear horizontal) para voltar a decrementar o seu valor até 90° (situação na qual se tem polarização linear vertical). Os resultados evidenciam que, no caso em que o satélite se encontra na mesma longitude da estação terrestre (a polarização está alinhada com a vertical e o ângulo de tilt é de 90°), a atenuação apresenta o valor mínimo. Atendendo à

forma das gotas em queda, para um ângulo de tilt nulo o vector campo eléctrico observa uma secção maior da gota, ao longo do seu eixo horizontal. Por outro lado, quando este ângulo é de 90° a secção atravessada é ao longo do seu eixo rotacional vertical, logo uma secção menor, causando uma atenuação igualmente inferior.

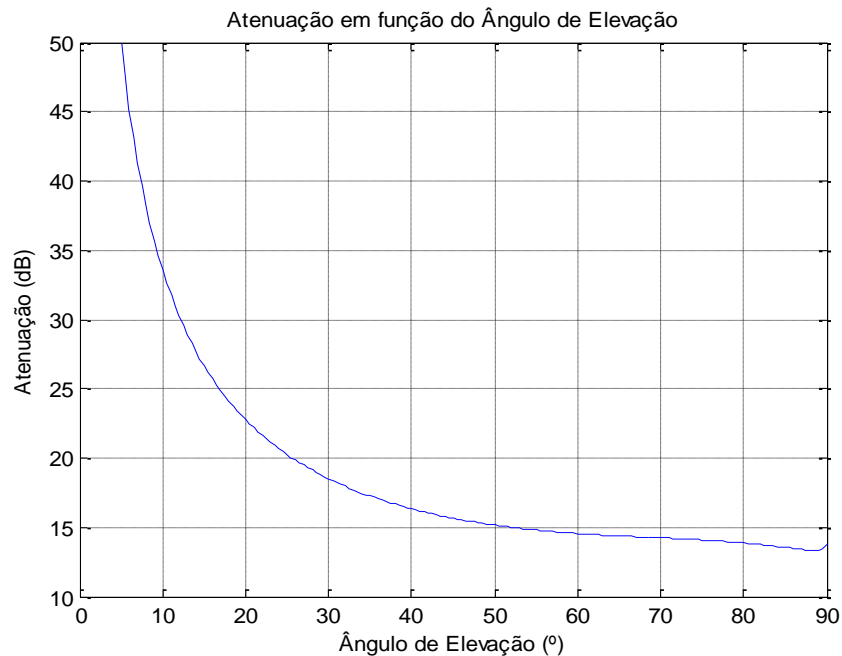


FIGURA 4-4 - ATENUAÇÃO EM FUNÇÃO DO ÂNGULO DE ELEVAÇÃO.

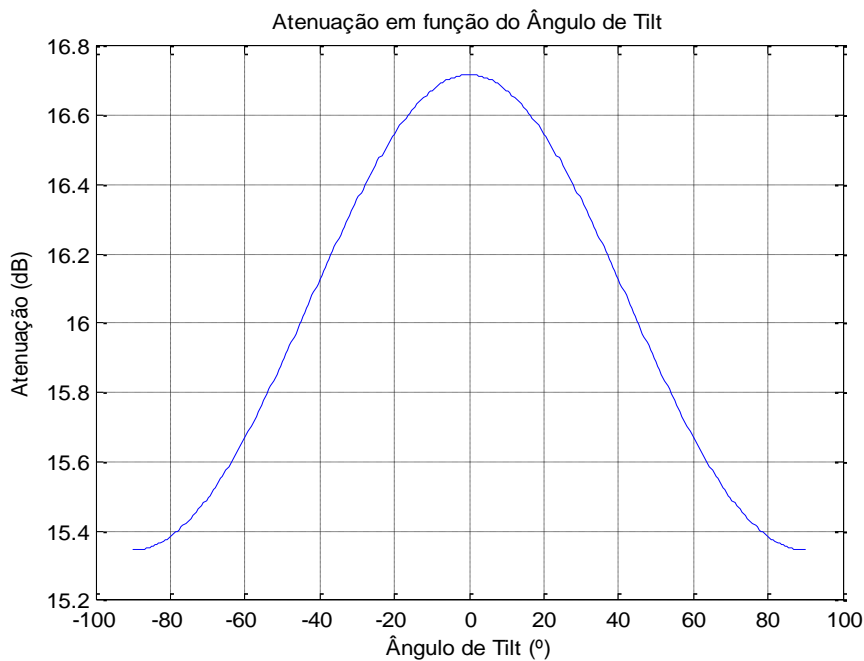


FIGURA 4-5 - ATENUAÇÃO EM FUNÇÃO DO ÂNGULO DE INCLINAÇÃO DA POLARIZAÇÃO.

A taxa de precipitação excedida em 0.01% do ano é o mais importante dado de entrada do modelo. Como apresentado na Figura 4-6, a atenuação devido a chuva aumenta com a taxa de precipitação excedida em 0.01% do tempo.

Recentemente, na reunião do ITU-SG3 em Genebra, foram submetidos vários anos de estatísticas cumulativas medidas em Aveiro que conformam bastante bem com o modelo ITU usando a taxa de precipitação local.

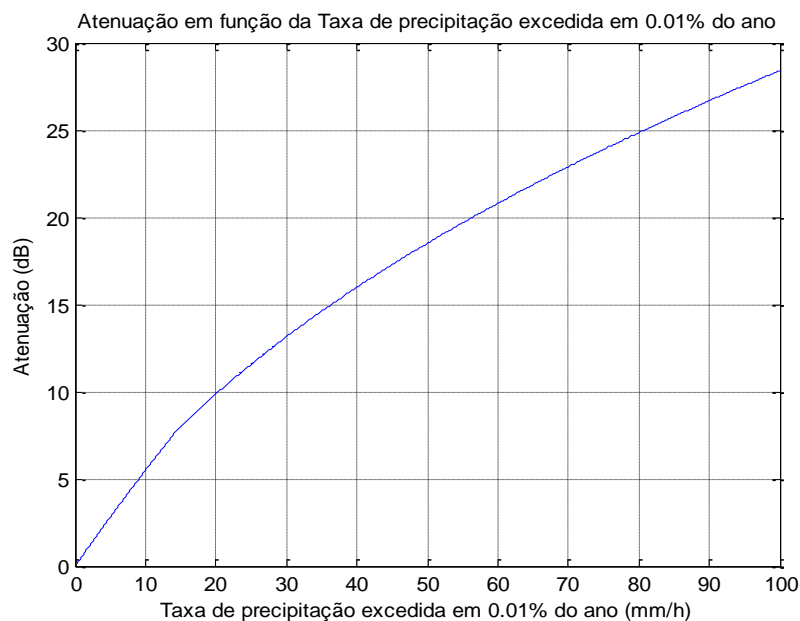


FIGURA 4-6 - ATENUAÇÃO EM FUNÇÃO DA TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

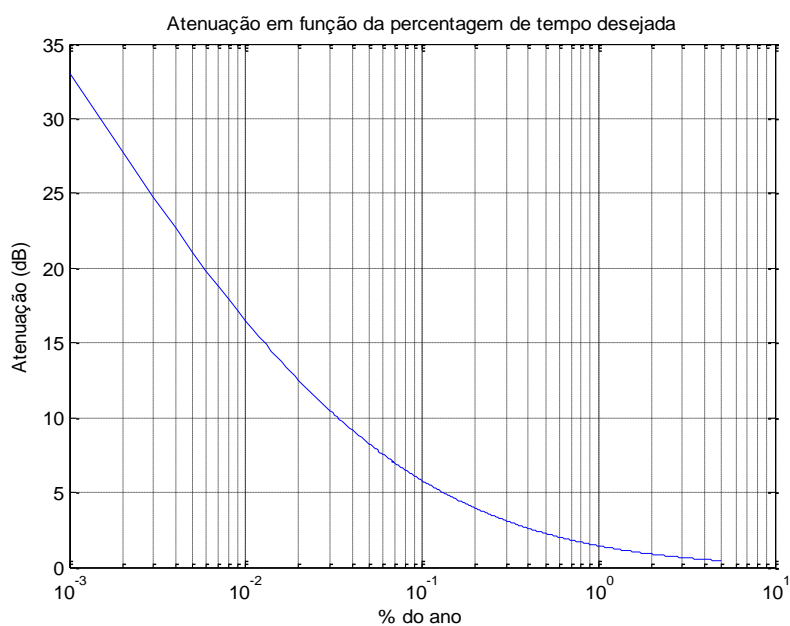


FIGURA 4-7 - ATENUAÇÃO EM FUNÇÃO DA PERCENTAGEM DE TEMPO (AVEIRO).

A título de referência, apresenta-se na Figura 4-7 a atenuação excedida em função da percentagem de tempo considerada.

Se existirem dados de atenuação disponíveis na localização da estação terrestre a uma frequência f_1 é possível executar uma metodologia de escalonamento da frequência com vista à obtenção de uma previsão para a atenuação a outra frequência f_2 tomando por base os dados na frequência f_1 como descrito em 2.2.1.2 da recomendação ITU-R P.618-10. Este método é sempre preferível ao método geral se existirem dados fiáveis no local em estudo e é válido numa gama de frequências desde 7 até 55 GHz.

A atenuação, em dB, na frequência f_2 pode ser determinada por:

$$A_2 = A_1 \left(\frac{\varphi_2}{\varphi_1} \right)^{1-H(\varphi_1, \varphi_2, A_1)} \quad \text{EQUAÇÃO 4-17}$$

Onde

$$\varphi(f) = \frac{f^2}{1 + 10^{-4} f^2} \quad \text{EQUAÇÃO 4-18}$$

$$H(\varphi_1, \varphi_2, A_1) = 1.12 \times 10^{-3} \left(\frac{\varphi_2}{\varphi_1} \right)^{0.5} (\varphi_1 A_1)^{0.55} \quad \text{EQUAÇÃO 4-19}$$

Apresentam-se na Tabela 4-2 os valores da atenuação em dB para as frequências de 19.7, 39.4 e 50 GHz pelos métodos geral e por escalonamento da frequência.

TABELA 4-2 - RESULTADOS PARA A ATENUAÇÃO POR MEIO DO MÉTODO GERAL E POR ESCALONAMENTO DA FREQUÊNCIA.

Frequência(GHz)\Método	Geral	Escalonamento
19.7	16.50 dB	-
39.4	46.40 dB	42.65 dB
50	59.66 dB	52.08 dB

Como pode ser observado, o método geral fornece um valor de 16.50 dB a 19.7 GHz. Para 39.4 GHz o mesmo método produz 46.40 dB, observando-se um incremento bastante acentuado da atenuação. Tomando por base o valor da atenuação a 19.7 GHz obtido pelo método geral determina-se a atenuação a 39.4 GHz pelo método do escalonamento obtendo-se 42.65 dB. Para 50 GHz observa-se uma atenuação de 59.66 dB produzida pelo método geral contra uma atenuação de 52.08 dB produzida pelo escalonamento. É, assim, seguro afirmar que o método geral fornece um supremo para o valor da atenuação e assim, o escalonamento da frequência permite uma maior precisão nos resultados, como seria de esperar.

A implementação de sistemas de comunicação a frequências mais elevadas exige técnicas de mitigação de atenuação (FMT) para obter uma melhor qualidade de serviço.

4.2.3 DESPOLARIZAÇÃO DEVIDO A HIDROMETEOROS

A despolarização ou polarização cruzada é outro factor condicionante das comunicações espaciais e deve-se a fenómenos de multipercurso (para ângulos de elevação muito baixos e frequências abaixo de 3 GHz) e a hidrometeoros (a frequências acima dos 3 GHz), essencialmente chuva e partículas de gelo. A despolarização caracteriza-se pela onda ver o seu estado de polarização original alterado tal que parte da potência empregue na polarização original (copolar) é transferida para a polarização ortogonal (crosspolar), dando origem a interferência entre dois sinais polarizados ortogonalmente (nas situações em que se emprega a polarização ortogonal para duplicar a capacidade de transmissão na mesma frequência).

A despolarização devido a chuva deve-se à atenuação diferencial e à diferença de fase diferencial causada pelas gotas da chuva não esféricas com alinhamento preferencial que desenvolvem características de propagação diferentes ao longo dos seus dois eixos principais.

Também a despolarização devido a cristais de gelo se deve ao facto de estes hidrometeoros não assumirem uma forma esférica perfeita, podendo-se observar formas muito diversificadas como agulhas e pratos assumindo uma orientação preferencial (horizontal quando em queda) resultante de efeitos aerodinâmicos e mesmo de campos eléctricos aquando de condições de actividade eléctrica na atmosfera. Como referido, um campo eléctrico intenso promove o desenvolvimento acentuado de cristais de gelo na forma de agulhas. De salientar que estes hidrometeoros, constituintes das nuvens altas e situados acima da isotérmica de 0 °C, podem provocar despolarização na quase ausência de atenuação em simultâneo, uma vez que o índice de refração do gelo é essencialmente real como se verá mais adiante [30, 38].

Uma medida da despolarização consiste na Discriminação da Polarização Cruzada (XPD). Este parâmetro relaciona as amplitudes dos sinais crosspolar e copolar, efectuando a razão, na estação receptora, entre a amplitude do campo eléctrico recebida na polarização ortogonal (crosspolar) e a amplitude recebida na polarização original (copolar) e é dado pela seguinte expressão:

$$XPD = -20 \log \left(\frac{A_{cx}}{A_{co}} \right) \text{ dB} \quad \text{EQUAÇÃO 4-20}$$

Onde A_{cx} e A_{co} são as amplitudes do campo eléctrico na polarização crosspolar e copolar respectivamente.

Um valor elevado para o XPD significa ausência de despolarização, sendo que para valores inferiores a 20 dB a despolarização pode-se tornar num factor determinante no desempenho do sistema de telecomunicações, evidenciando a presença de despolarização acentuada. De notar que, no contexto da avaliação da despolarização através do XPD, o sentido crescente de valores é, na verdade, numericamente decrescente. Assim, 40 dB para o XPD é um valor reduzido comparativamente a 20 dB, que é significado de forte despolarização.

Outro parâmetro caracterizador da despolarização é o Isolamento da Polarização Cruzada (XPI). Ao contrário do XPD, que avalia a relação entre a potência recebida na polarização ortogonal que é originária, por eventos de despolarização, da polarização inicialmente emitida, e a potência recebida na polarização original, o XPI relaciona a potência recebida na polarização copolar com a potência recebida no mesmo estado de polarização e oriunda, por fenómenos de despolarização, da polarização ortogonal.

Desta forma, o XPI expressa o grau de interferência na recepção de dois sinais transmitidos simultaneamente em polarizações ortogonais, ao passo que o XPD expressa o grau com que a onda emitida, com uma dada polarização, se torna ortogonalmente polarizada depois de propagada [2].

A recomendação ITU-R P.618-10 além de permitir a determinação da atenuação provocada pela chuva, permite, de igual forma em 4.1, determinar a despolarização (XPD) num longo período de tempo a partir da atenuação devido a chuva numa gama de frequências desde 6 GHz até 55 GHz e para um ângulo de elevação até 60°. Para frequências de 4 GHz até 6 GHz, o uso da atenuação devido a chuva no sentido da determinação da despolarização não é muito útil. Desta forma, nesta gama de frequências, é preferível recorrer ao método de escalonamento da frequência para a obtenção da despolarização descrito em 4.3 da mesma recomendação.

Para o cálculo da despolarização a partir dos dados da atenuação devido a chuva é necessário manter em mente o mesmo percurso Terra-Satélite usado para o cálculo da atenuação e ter posse dos seguintes valores inerentes ao processo de cálculo:

TABELA 4-3 PARÂMETROS REQUERIDOS PELA RECOMENDAÇÃO ITU-R P.618-10 PARA O CÁLCULO DA DESPOLARIZAÇÃO

Parâmetros requeridos pela recomendação ITU-R P.618 - Depolarização	
A_p	Atenuação devido a chuva (dB) excedida em p% do tempo e geralmente chamada de atenuação copolar
τ	Ângulo de inclinação da polarização (ou ângulo de tilt) em relação ao plano horizontal (°)
f	Frequência (GHz)
θ	Ângulo de elevação (°)

O processo de cálculo desenvolve-se em oito passos.

Passo 1: Calcular o termo dependente da frequência através de:

$$C_f = \begin{cases} 60 \log(f) - 28.3 & 6 \leq f < 9GHz \\ 26 \log(f) + 4.1 & 9 \leq f < 36GHz \\ 35.9 \log(f) - 11.3 & 36 \leq f \leq 55GHz \end{cases} \quad \text{EQUAÇÃO 4-21}$$

Passo 2: Determinar o termo dependente da atenuação devido a chuva:

$$C_A = V(f) \log(A_p) \quad \text{EQUAÇÃO 4-22}$$

Onde

$$V(f) = \begin{cases} 30.8f^{-0.21} & 6 \leq f < 9GHz \\ 12.8f^{0.19} & 9 \leq f < 20GHz \\ 22.6 & 20 \leq f < 40GHz \\ 13.0f^{0.15} & 40 \leq f \leq 55GHz \end{cases} \quad \text{EQUAÇÃO 4-23}$$

Passo 3: Calcular o factor inerente à polarização:

$$C_\tau = -10 \log(1 - 0.484(1 + \cos 4\tau)) \quad \text{EQUAÇÃO 4-24}$$

Este parâmetro é nulo para $\tau = 45^\circ$ e atinge o valor máximo de 15 dB para $\tau = 0^\circ$ ou $\tau = 90^\circ$.

Passo 4: Determinar o termo dependente do ângulo de elevação:

$$C_\theta = -40 \log(\cos \theta) , \quad \theta \leq 60^\circ \quad \text{EQUAÇÃO 4-25}$$

Passo 5: Calcular o termo dependente do ângulo de inclinação das gotas (*canting angle*):

$$C_\sigma = 0.0053\sigma^2 \quad \text{EQUAÇÃO 4-26}$$

O desvio padrão efectivo da distribuição do ângulo de inclinação das gotas é σ e expressa-se em graus. O parâmetro σ assume os valores de 0° , 5° , 10° e 15° para 1%, 0.1%, 0.01% e 0.001% do tempo, respectivamente.

Passo 6: Determinar o XPD não excedido devido a chuva em p% do tempo usando:

$$XPD_{rain} = C_f - C_A + C_\tau + C_\theta + C_\sigma \quad dB \quad \text{EQUAÇÃO 4-27}$$

Passo 7: Calcular o termo dependente do gelo:

$$C_{ice} = XPD_{rain} \times \frac{0.3 + 0.1 \log(p)}{2} \quad dB \quad \text{EQUAÇÃO 4-28}$$

Passo 8: Determinar o XPD não excedido para p% do tempo incluindo a contribuição do gelo:

$$XPD_p = XPD_{rain} - C_{ice} \quad \text{EQUAÇÃO 4-29}$$

Como se pode constatar, o gelo contribui para a degradação do XPD e efectiva-se por meio de um parâmetro empírico. Um estudo conducente à determinação mais precisa deste factor é fundamental, tanto numa óptica prática, no contexto da optimização do sistema de telecomunicações por satélite, como numa óptica científica. Não nos devemos esquecer que a aplicação da teoria de propagação de ondas electromagnéticas em comunicações espaciais não se circunscreve ao contexto de telecomunicações, e muito menos à área de desenvolvimento tecnológico. Na verdade, a sua aplicação é mais vasta, abrangendo áreas científicas de particular interesse como seja a radioastronomia.

Do desenvolvimento da metodologia apresentada acima é possível efectuar um estudo exploratório no sentido de perceber os mecanismos de agravamento da despolarização. Para tal, desenvolveu-se uma pequena aplicação que, mediante os parâmetros requeridos pela recomendação, produz os valores da despolarização devido a chuva e gelo.

Como pode ser observado pela análise da Figura 4-8, a discriminação da polarização cruzada, XPD, decresce com o incremento da atenuação. Tanto o XPD devido a chuva como o XPD anterior com os efeitos do gelo presentes estão representados, podendo registar-se que o gelo contribui para uma degradação adicional do sinal, forçando valores numericamente piores para o XPD à mesma atenuação.

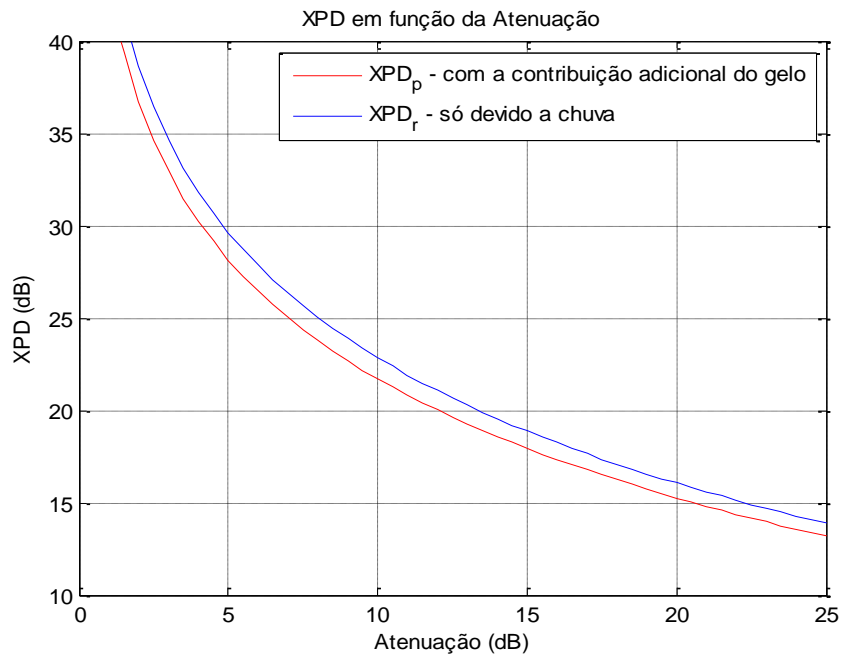


FIGURA 4-8 - XPD EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

A atenuação tem uma relação directa com a taxa de precipitação. Por sua vez a degradação do sinal devido a despolarização tem uma relação directa com a atenuação devido a chuva. É, desta maneira, seguro afirmar que a precipitação condiciona de forma determinante o desempenho dos sistemas de telecomunicações espaciais não só por atenuação, como também por despolarização.

Ainda relativamente à Figura 4-8, pode-se observar que a contribuição da despolarização dos cristais de gelo é mais significativa para atenuações mais baixas, uma vez que a baixas frequências a curva do XPD contendo a contribuição do gelo se afasta mais da curva sem esta contribuição, por oposição ao que se observa para valores de atenuação superiores, em que as curvas tendem a aproximar-se.

Como é sabido, com o incremento da frequência, os efeitos dos hidrometeoros tornam-se preponderantes na degradação do sinal por atenuação. Tal também é válido relativamente à degradação do sinal por despolarização como se sugere pela análise da Figura 4-9.

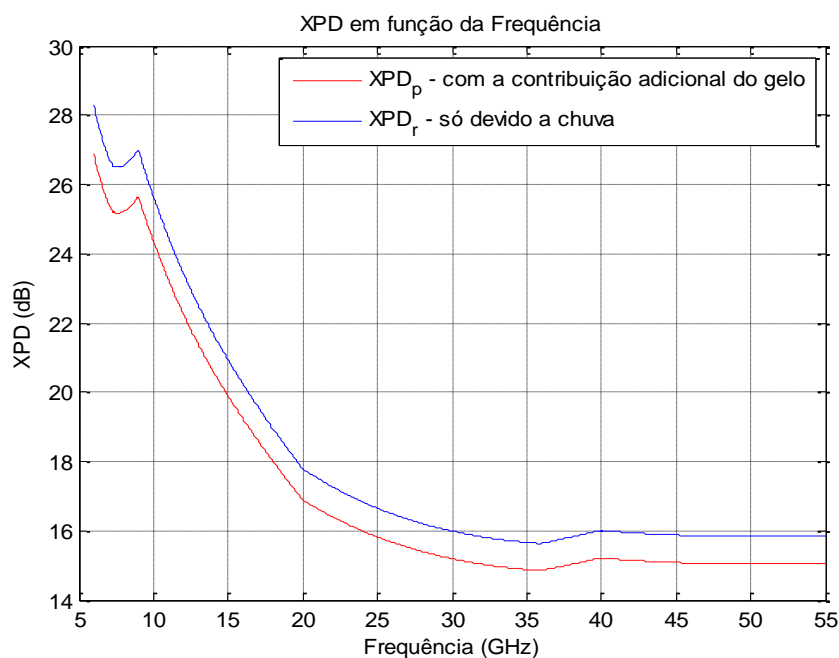


FIGURA 4-9 - XPD EM FUNÇÃO DA FREQUÊNCIA.

Como se encontra patente na Figura 4-10, o incremento do ângulo de elevação leva a uma melhoria do XPD. O fenómeno pode ser explicado à luz da forma das gotas em queda, que numa perspectiva vertical se apresentam mais esféricas do que quando são observadas numa perspectiva horizontal.

Por meio da análise dos resultados apresentados na Figura 4-11, pode-se constatar, em primeiro lugar, que a polarização circular ($\tau = 45^\circ$) é seriamente comprometida por despolarização. Por igual observação se constata que a polarização linear vertical é a menos afectada de despolarização, seguida da polarização linear horizontal.

Foram descritos os principais factores condicionantes da propagação de ondas electromagnéticas a frequências acima de 3 GHz. Ainda nesta gama de frequências podem-se observar outros factores importantes como o ruído atmosférico, a variação do ângulo de chegada e a degradação do ganho da antena, estes últimos mais graves para antenas de grandes dimensões.

Para frequências abaixo dos 3 GHz, em que os efeitos na propagação são produzidos pela ionosfera, os factores condicionantes da comunicação são diversos, podendo citar-se, a título de exemplo, a cintilação ionosférica e a rotação da polarização ou rotação de Faraday que vai perdendo importância com o incremento da frequência.

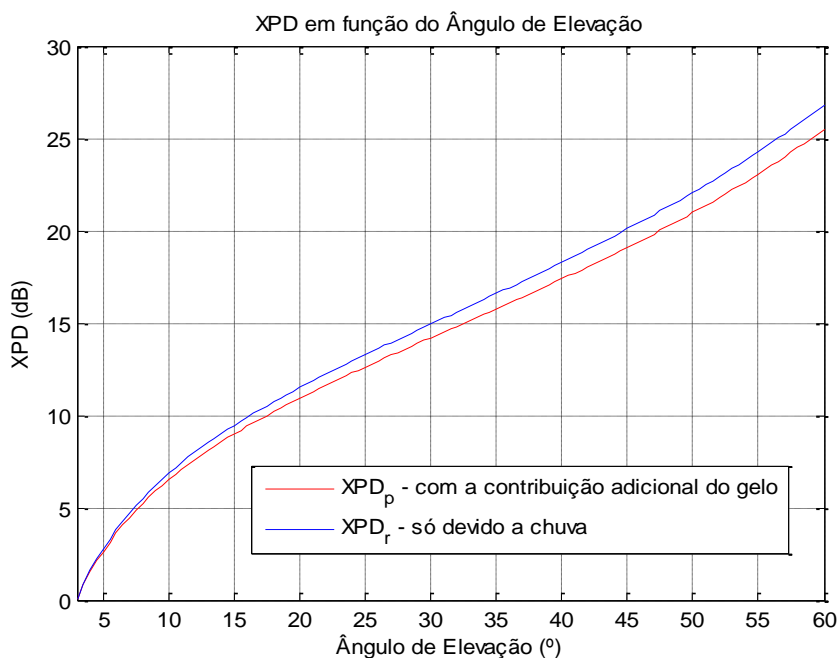


FIGURA 4-10 - XPD EM FUNÇÃO DO ÂNGULO DE ELEVAÇÃO.

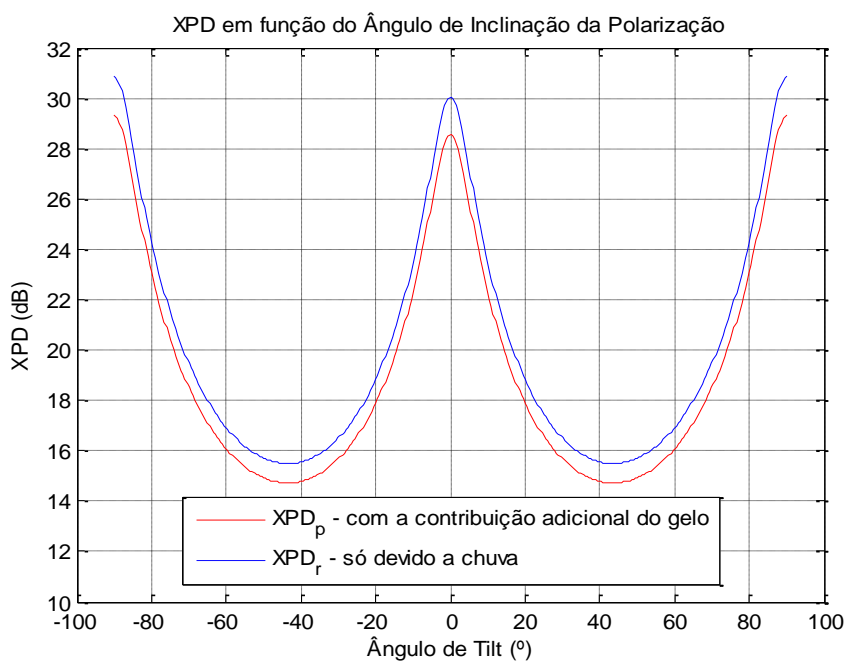


FIGURA 4-11 - XPD EM FUNÇÃO DO ÂNGULO DE INCLINAÇÃO DA POLARIZAÇÃO.

Entretanto, na Figura 4-12 pode-se observar a distribuição cumulativa da taxa de precipitação em Aveiro, constatando-se que o modelo proposto pelo ITU sobrestima esta grandeza, ao mesmo tempo que se observa uma variabilidade anual considerável.

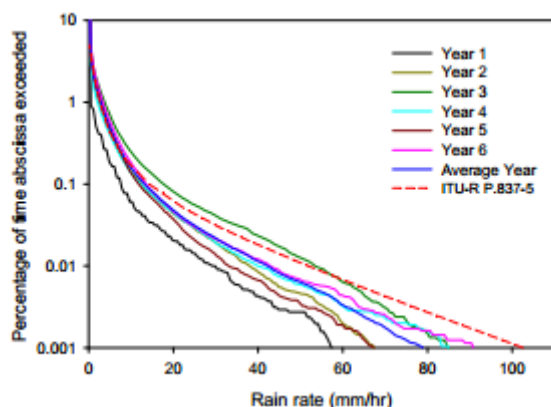


FIGURA 4-12 - DISTRIBUIÇÃO CUMULATIVA DA TAXA DE PRECIPITAÇÃO EM AVEIRO.

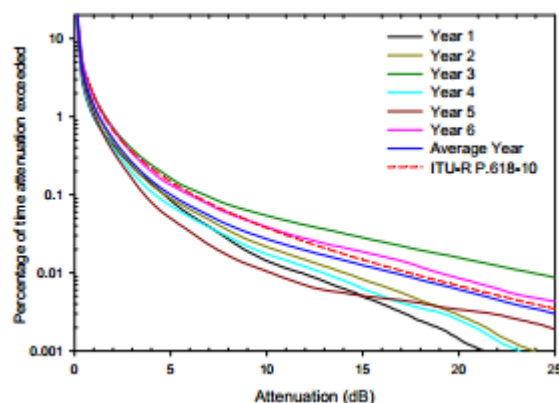


FIGURA 4-13 - ATENUAÇÃO DEVIDO A CHUVA EM AVEIRO.

Na Figura 4-13 observa-se a atenuação devido a chuva medida em Aveiro em função do tempo, evidenciando-se uma boa correlação entre a média determinada e o valor previsto pela recomendação do ITU. Tal acontece principalmente acima de 13 dB, em que se usaram valores medidos localmente para a taxa de precipitação (44 mm/h por oposição ao valor proposto pelo modelo ITU-R P.837-6 de 52 mm/h). Abaixo de 13 dB o modelo sobrestima a atenuação devido a chuva. De destacar uma vez mais a grande variabilidade anual, cuja diferença é superior a 17 dB.

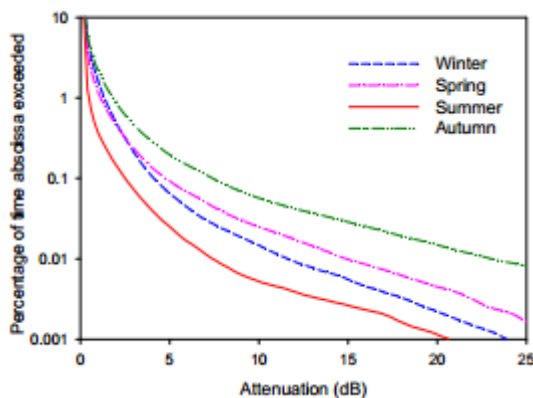


FIGURA 4-14 - ESTATÍSTICAS SAZONAIS PARA AVEIRO.

Na Figura 4-14 observam-se as estatísticas da atenuação numa óptica sazonal em Aveiro. O Outono e a Primavera são as estações do ano nas quais se observa uma atenuação superior, qualquer que seja a percentagem de tempo considerada. De facto, os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro não são meses muito chuvosos, ocorrendo muitos eventos, no entanto, no fim de Março e em Abril. Junho Julho e Agosto são os meses mais secos, facto evidenciado pelas estatísticas da Figura 4-14. No entanto, as estatísticas de

chuva não corroboram as estatísticas da atenuação, evidenciando-se a importância de outros factores como sejam a dimensão das células e a altura da chuva [44].

CAPÍTULO 5

DISPERSÃO DE ONDAS RÁDIO EM HIDROMETEOROS E MATRIZ DE TRANSMISSÃO DO MEIO

5 INTRODUÇÃO

A modelação atmosférica para a propagação de ondas milimétricas é fundamental na optimização do sistema de telecomunicações por satélite. Nos capítulos anteriores apresentou-se de forma breve a dinâmica atmosférica, evidenciando-se a natural dificuldade em tomar em conta todas as variáveis de um meio em permanente mudança.

A teoria de scattering ou de dispersão consiste na modelação da propagação de ondas electromagnéticas num meio contendo scatterers ou dispersores, isto é, partículas (como sejam gotas de água e partículas de gelo) passíveis de introduzir atenuação e/ou despolarização numa ligação atmosférica.

Neste capítulo aborda-se a descrição matemática da interacção de uma onda plana com uma partícula isolada no espaço no sentido de compreender qual o efeito na frente de onda que a atravessou. Para isso introduzem-se os conceitos de função amplitude de scattering e cross-section (absorção e scattering). Os resultados são estendidos a uma nuvem de partículas, sendo introduzido o conceito de índice de refração equivalente do meio e consequentemente uma constante de propagação equivalente.

Os métodos de cálculo da função amplitude de scattering são introduzidos de forma genérica sendo depois apresentados alguns casos particulares mais simples mas elucidativos. O índice de refração da água e gelo é apresentado de seguida pois é necessário neste trabalho. Por último o método de cálculo da constante de propagação num meio de chuva de comprimento l em trajecto inclinado é apresentado tendo em conta algumas aproximações simples após introduzir a complexidade natural deste meio.

A matriz de transmissão para um meio longitudinalmente homogéneo com planos principais é deduzida e a discriminação da polarização cruzada revisitada. De seguida a matriz de transmissão para um meio cascadeado de chuva e gelo é obtida e analisada sendo delineado um método para extracção da contribuição de gelo para eventos de despolarização.

5.1 PROBLEMÁTICA

Uma onda é uma perturbação que se propaga com uma dada velocidade, sendo representada por uma função matemática dependente do espaço e do tempo. Para o presente estudo são tomadas as denominadas ondas planas, ondas cuja frente de onda é um plano.

No contexto das ondas planas surgem ainda as ondas monocromáticas, ondas que se representam por funções sinusoidais e correspondem a uma só frequência [45].

Uma onda plana monocromática a propagar-se numa determinada direcção pode escrever-se da seguinte maneira:

$$u = u_0 e^{j(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})} \quad \text{EQUAÇÃO 5-1}$$

Onde \vec{r} representa o vector posição, u_0 é a amplitude, ω a frequência angular e \vec{k} é o vector de onda assim definido:

$$\vec{k} = k\vec{n} \quad \text{EQUAÇÃO 5-2}$$

Sendo \vec{n} um vector unitário no sentido de propagação e k o número de onda, que pode ser escrito da seguinte forma:

$$k = \frac{\omega}{v} = \frac{2\pi}{\lambda} = \omega\sqrt{\mu\epsilon} \text{ rad/m} \quad \text{EQUAÇÃO 5-3}$$

Onde v é a velocidade de propagação, λ o comprimento de onda, e μ e ϵ a permeabilidade magnética e a permitividade eléctrica do meio respectivamente.

A relação entre a velocidade de propagação no meio livre e no meio em estudo define o índice de refração:

$$n = \frac{c}{v} = \sqrt{\epsilon_r\mu_r} \quad \text{EQUAÇÃO 5-4}$$

As constantes dieléctricas, ϵ e μ , de um meio sem perdas são reais e consequentemente o índice de refração é real e a onda não sofrerá perdas.

Não obstante, em meios dispersivos as constantes electromagnéticas do meio são funções complexas da frequência. Considerar-se-ão, no entanto, apenas meios não magnéticos, pelo que $\mu_r \simeq 1$. Desta maneira, no contexto de um meio dispersivo, o número de onda torna-se num número complexo:

$$k \rightarrow \tilde{k} = k_{Re} - jk_{Im} \quad \text{EQUAÇÃO 5-5}$$

Fasorialmente, tomando uma onda plana monocromática a propagar-se hipoteticamente segundo o sentido positivo do eixo z tem-se que:

$$u(z, t) = u_0 e^{j(\omega t - \tilde{k}z)} = u_0 e^{-k_{Im}z} e^{j(\omega t - k_{Re}z)} \quad \text{EQUAÇÃO 5-6}$$

A componente imaginária associada ao número de onda representa a constante de atenuação $\alpha = k_{Im}$ sendo que a constante de fase $\beta = k_{Re}$ traduz um acréscimo à constante de fase no meio livre, impondo um desfasamento adicional:

$$k_{Re} = k_0 + k_{meio} \quad \text{EQUAÇÃO 5-7}$$

Em termos das propriedades electromagnéticas do meio e do número de onda no meio livre, o número de onda no meio dispersivo pode ser escrito como:

$$\tilde{k} = k_0 \sqrt{\epsilon_r} = k_0 \tilde{m} \quad \text{EQUAÇÃO 5-8}$$

Onde $\tilde{m} = n - jn'$ é o índice de refração complexo do meio.

Uma vez que a componente imaginária do número de onda se deve ao facto da constante dieléctrica do meio não ser puramente real pode-se escrever o número de onda em função das componentes real (Δ_{Re}) e imaginária (Δ_{Im}) adicionais às propriedades electromagnéticas no vazio da seguinte forma:

$$\tilde{k} = k_0 \sqrt{\varepsilon_r} = k_0 \sqrt{1 + \Delta_{Re} - j\Delta_{Im}} \quad \text{EQUAÇÃO 5-9}$$

$$\tilde{k} = k_0 \left(1 + \frac{\Delta_{Re}}{2} - \frac{j\Delta_{Im}}{2} \right) \quad \text{EQUAÇÃO 5-10}$$

Onde se fez recurso à expansão binomial generalizada:

$$(1 + x)^n = 1 + \frac{nx}{1!} + \frac{n(n-1)x^2}{2!} + \dots \quad \text{EQUAÇÃO 5-11}$$

Fasorialmente, a onda poderá ser representada pela seguinte expressão:

$$u(z, t) = u_0 e^{j(\omega t - \tilde{k}z)} = u_0 e^{-k_0 z \frac{\Delta_{Im}}{2}} e^{j\left(\omega t - k_0 z \left(1 + \frac{\Delta_{Re}}{2}\right)\right)} \quad \text{EQUAÇÃO 5-12}$$

No contexto da escrita da constante de propagação $\gamma = \alpha + j\beta$, onde α representa a constante de atenuação e β a dita constante de fase, tem-se assim:

$$\gamma = k_0 \frac{\Delta_{Im}}{2} + jk_0 \left(1 + \frac{\Delta_{Re}}{2} \right) \quad \text{EQUAÇÃO 5-13}$$

No âmbito da presente dissertação, apenas o acréscimo da influência do meio é de interesse, pelo que o estudo subsequente centrar-se-á na constante de atenuação introduzida exclusivamente pelo meio dispersivo e no acréscimo introduzido pelo mesmo meio na constante de fase, isto é, na atenuação e fase diferencial.

Nesse contexto, o número de onda no meio dispersivo, em função das propriedades electromagnéticas do meio e do número de onda em meio livre, é definido como:

$$\tilde{k} = k_0 (\sqrt{\varepsilon_r} - 1) = k_0 (\tilde{m} - 1) \quad \text{EQUAÇÃO 5-14}$$

Onde $\tilde{m} = n - jn'$ é uma vez mais o índice de refração complexo do meio.

Alternativamente,

$$\tilde{k} = k_0 (\sqrt{\varepsilon_r} - 1) = k_0 (\sqrt{1 + \Delta_{Re} - j\Delta_{Im}} - 1) \quad \text{EQUAÇÃO 5-15}$$

$$\tilde{k} = k_0 \left(\frac{\Delta_{Re}}{2} - \frac{j\Delta_{Im}}{2} \right) \quad \text{EQUAÇÃO 5-16}$$

A onda electromagnética sofrerá desta maneira, em virtude do meio dispersivo, numa proporção que pode ser representada da seguinte forma:

$$e^{-jk_0(\tilde{m}-1)} \quad \text{EQUAÇÃO 5-17}$$

Sendo que a atenuação e a fase diferencial podem ser escritas, no contexto de uma constante de propagação, da seguinte forma:

$$\gamma = \alpha + j\beta = k_0 \frac{\Delta_{Im}}{2} + jk_0 \frac{\Delta_{Re}}{2} \quad \text{EQUAÇÃO 5-18}$$

5.2 DISPERSÃO NUMA PARTÍCULA

Uma onda electromagnética ao propagar-se na atmosfera, especialmente numa ligação Terra-Satélite, encontrará ao longo do seu percurso partículas (hidrometeoros) com as quais a frente de onda interagirá. A onda, ao incidir numa partícula ou scatterer, como seja uma gota de chuva, sofrerá perda de energia, por um lado devido a absorção por parte da gota (devido ao campo eléctrico excitado nesta [30]) e por outro devido ao espalhamento da energia em todas as direcções pelo campo re-radiado (dito campo scattered) pela partícula.

Os fenómenos descritos variam com a frequência assim como a contribuição relativa dos processos de absorção e de scattering para a atenuação. A caracterização exacta do campo scattered pela partícula exige, além da frequência, o conhecimento da constante dieléctrica, tamanho e forma das partículas e o campo poderá ser dependente da polarização e da direcção de scattering.

Pode-se antecipar que o gelo possui uma constante dieléctrica quase puramente real até à banda Ka contribuindo de forma diminuta para a absorção, ao passo que gotas de chuva contribuem para as duas componentes, sendo dominante a absorção até cerca de 20 GHz [16].

O campo electromagnético total no espaço, na presença de um scatterer, é a soma de duas componentes: o campo incidente e o campo scattered pela partícula.

$$\vec{E}_t = \vec{E}_i + \vec{E}_s \quad \text{EQUAÇÃO 5-19}$$

$$\vec{H}_t = \vec{H}_i + \vec{H}_s \quad \text{EQUAÇÃO 5-20}$$

Por questão de simplicidade da exposição, discutir-se-á apenas o campo eléctrico.

O campo incidente, tomado de uma onda plana polarizada linearmente a propagar-se na direcção de \vec{u}_i com amplitude E_i pode ser escrito, a menos da dependência do tempo propositalmente omitida, como:

$$\vec{E}_i(\vec{r}) = E_i \vec{u}_e e^{jk_0 \vec{u}_i \cdot \vec{r}} \quad \text{EQUAÇÃO 5-21}$$

Onde \vec{r} é o vector da origem até ao ponto de observação, k_0 o número de onda em espaço livre e \vec{u}_e é o vector unitário definidor da polarização da onda electromagnética. Na Figura 5-1 encontra-se um esquema ilustrativo do fenómeno de dispersão.

O campo scattered, que reflecte todas as propriedades da partícula, é tomado como sendo uma onda esférica, o que é válido a uma distância elevada do scatterer e pode ser representado da seguinte forma:

$$\vec{E}_s(r) = E_i \vec{f}(\vec{u}_s, \vec{u}_i) \frac{e^{jk_0 r}}{r} \quad \text{EQUAÇÃO 5-22}$$

Onde r é a distância do ponto de observação à partícula, $\vec{f}(\vec{u}_s, \vec{u}_i)$ é a função vectorial denominada amplitude de scattering (tem a dimensão de m) e é função da direcção de propagação \vec{u}_i do campo incidente e da direcção \vec{u}_s da partícula para o ponto de observação. Esta função representa a amplitude, fase e polarização da onda scattered em campo distante (situação que se assume verdadeira atendendo à microestrutura do meio) que naturalmente dependerá do local de observação.

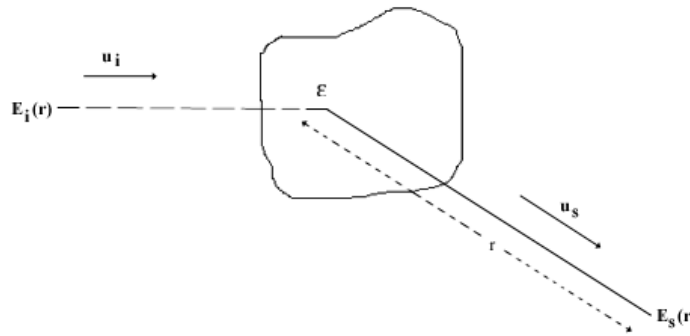


FIGURA 5-1 - FENÓMENO DE SCATTERING.

Atente-se na Figura 5-2 onde se observa uma partícula sobre a qual incide uma onda plana. O ponto O representa uma área colectora na direcção para a frente e O' é outra área colectora numa direcção arbitrária. O campo scattered poderia, desta forma, ser observado numa determinada direcção, em O' por exemplo, por um telescópio capaz distinguir as duas frentes de onda que agora atravessam cada ponto do espaço: a incidente e a scattered.

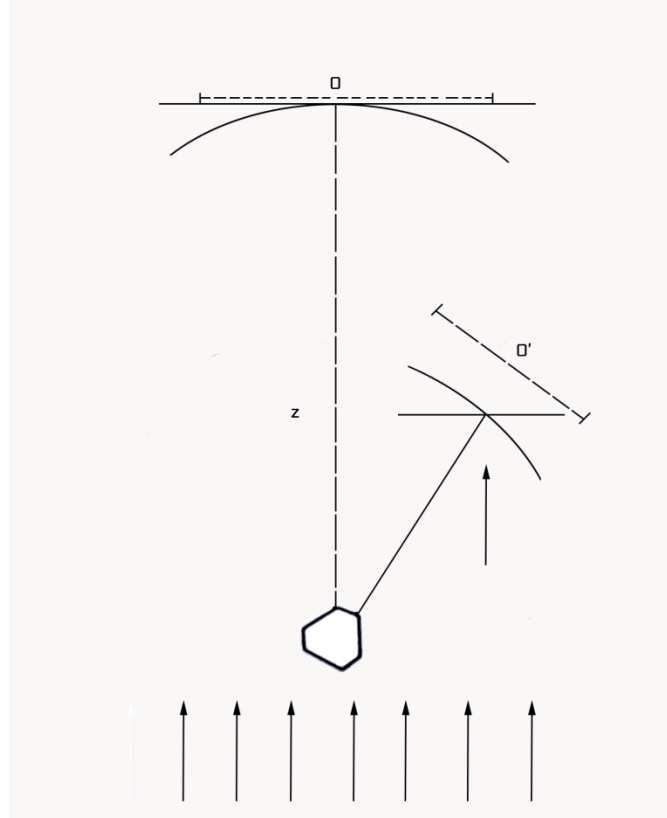


FIGURA 5-2 - ESQUEMA ILUSTRATIVO DO FENÔMENO DE SCATTERING.

Por campo distante entende-se a uma distância que satisfaz:

$$r > \frac{2l^2}{\lambda} \quad \text{EQUAÇÃO 5-23}$$

Com l o diâmetro da partícula e λ o comprimento de onda. Neste contexto, a onda esférica pode ser tomada localmente como uma onda plana.

5.3 AMPLITUDE E PARÂMETRO DE SCATTERING

Alguns autores, por oposição à amplitude de scattering, preferem recorrer ao chamado parâmetro de scattering $\vec{S}(\vec{u}_s, \vec{u}_i)$, o qual se relaciona com a amplitude de scattering da seguinte forma [30]:

$$\vec{S}(\vec{u}_s, \vec{u}_i) = jk_0 \vec{f}(\vec{u}_s, \vec{u}_i) \quad \text{EQUAÇÃO 5-24}$$

Onde $S(0)$ representa o parâmetro de scattering para a frente ($\theta = 0$). Esta representação pode ser encontrada, por exemplo, num livro de texto clássico [46], onde:

$$u = S(\theta, \varphi) \frac{e^{jk_0 r}}{jk_0 r} u_0 \quad \text{EQUAÇÃO 5-25}$$

e u e u_0 são, respectivamente, as amplitudes do campo scattered e incidente.

Abstraindo-se da polarização, que será conveniente na análise do fenómeno de scattering, a intensidade de radiação scattered é dada por:

$$I_{sca} = \frac{s^2(\theta, \varphi)}{k_0^2 r^2} I_0 \quad \text{EQUAÇÃO 5-26}$$

5.4 TEOREMA DA EXTINÇÃO

5.4.1 PARTÍCULA ISOLADA

Usando a formulação de Van de Hulst [46] pode-se representar o campo eléctrico total num ponto do espaço a jusante da partícula num plano de z constante, na direcção e sentido para a frente, por:

$$u_0 + u = u_0 \left[1 + \frac{S(0)}{jk_0 z} e^{\frac{-jk_0(x^2+y^2)}{2z}} \right] \quad \text{EQUAÇÃO 5-27}$$

Onde x , y e z são as coordenadas do ponto num plano perpendicular à direcção de propagação à distância z da partícula e x e y são muito menores que z . A intensidade de radiação total será dada por:

$$|u_0 + u|^2 = 1 + \frac{2}{k_0 z} \operatorname{Re} \left\{ \frac{S(0)}{j} e^{\frac{-jk_0(x^2+y^2)}{2z}} \right\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-28}$$

Para conhecer a intensidade de radiação que atravessa o plano a uma distância r da partícula deveremos integrar a expressão anterior sobre todo o plano, a qual envolve um integral de Fresnel bem conhecido.

$$\begin{aligned}
 \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{2}{k_0} \operatorname{Re} \left\{ \frac{S(0)}{j} e^{\frac{-jk_0(x^2+y^2)}{2z}} \right\} dx dy &= \\
 = \frac{2}{k_0 z} \operatorname{Re} \left\{ \frac{S(0)}{j} \int_0^{2\pi} \int_0^{+\infty} e^{\frac{-jk_0 r^2}{2z}} r dr d\theta \right\} &= \\
 = \frac{2}{k_0 z} \operatorname{Re} \left\{ \frac{S(0)}{j} \int_0^{2\pi} \left(\frac{-z}{jk_0} [-1] \right) d\theta \right\} &= \text{EQUAÇÃO 5-29} \\
 = \frac{2}{k_0 z} \operatorname{Re} \left\{ \frac{S(0)}{j} \frac{2\pi z}{jk_0} \right\} &= \\
 = -\frac{4\pi}{k_0^2} \operatorname{Re}\{S(0)\} &
 \end{aligned}$$

Se A é o integral do primeiro termo e C o integral do segundo termo, tem-se, assim, que o integral da intensidade de radiação total é dado por A+C ou:

$$A - \frac{4\pi}{k_0^2} \operatorname{Re}\{S(0)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-30}$$

Este resultado é representativo de que a potência da onda que atravessa uma determinada área é reduzida pela presença da partícula. Este é o fenómeno de extinção, pelo que C deve-se escrever como C_{ext} a qual tem dimensões de área (*extinction cross section*).

Desta forma,

$$C_{\text{ext}} = \frac{4\pi}{k_0^2} \operatorname{Re}\{S(0)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-31}$$

Consiste na fórmula fundamental da extinção.

Pode-se então afirmar que se se tivesse uma área colectora A no plano a jusante da partícula, a potência recolhida seria proporcional a A antes de colocar a partícula, e proporcional a $A - C_{\text{ext}}$ depois. Ou seja a onda a jusante da partícula vê a sua intensidade reduzida com a presença desta.

A potência total removida do campo electromagnético incidente, por absorção e espalhamento ou dispersão (scattering), pode ser representada pela secção de extinção. Facto ainda mais interessante é que a parte real do parâmetro de scattering para a frente contém, nesta direcção, a informação das perdas não só por scattering como também por absorção.

O teorema anterior pode estender-se à formulação vectorial onde o campo eléctrico incidente é E_i e não unitário como na aproximação de Van de Hulst.

$$P_s + P_a = \frac{2\pi}{k_0} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}} E_i^2 \text{Im}\{\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-32}$$

Pode-se assim concluir que a taxa à qual a energia é removida do campo incidente é proporcional à parte imaginária da amplitude de scattering para a frente na direcção do vector campo eléctrico do campo incidente.

A razão da taxa de remoção de energia ($P_s + P_a$) pela taxa de energia incidente (P_i) numa unidade seccional de área do scatterer é definida como secção de extinção:

$$\sigma_t = \frac{P_s + P_a}{P_i} = \frac{4\pi}{k_0} \text{Im}\{\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-33}$$

Ou numa representação alternativa:

$$\sigma_t = \frac{P_s}{P_i} + \frac{P_a}{P_i} = \sigma_s + \sigma_a \quad \text{EQUAÇÃO 5-34}$$

Onde σ_t é a secção de extinção, σ_s é a secção de dispersão (importante em radar) e σ_a é a secção de absorção.

O resultado obtido mostra que o processo de extinção não se trata de um fenómeno de bloqueio da onda, mas sim um ligeiro fenómeno de interferência [46].

O teorema da extinção supracitado é uma relação exacta e existem equações bem definidas para o seu cálculo no caso das soluções de Mie para partículas esféricas.

Na Figura 5-3 apresentam-se as secções de absorção e scattering [11] para esferas de água de diversos tamanhos (diâmetro D). Ainda que as suas magnitudes sejam comparáveis, a frequências baixas domina a secção de absorção mas a frequências mais elevadas a de scattering passa a dominar. A frequências elevadas podem ocorrer ressonâncias que são responsáveis pelas irregularidades observadas.

Na Figura 5-4 observam-se as mesmas secções, mas para esferas de gelo. Constata-se que a secção de absorção é reduzida qualquer que seja frequência considerada, facto que se deve ao reduzido factor de perdas do gelo (componente imaginária da permitividade eléctrica) [11]. Assim, absorção provocada pelo gelo resulta numa contribuição quase negligenciável para a extinção para os cristais de gelo mais comuns.

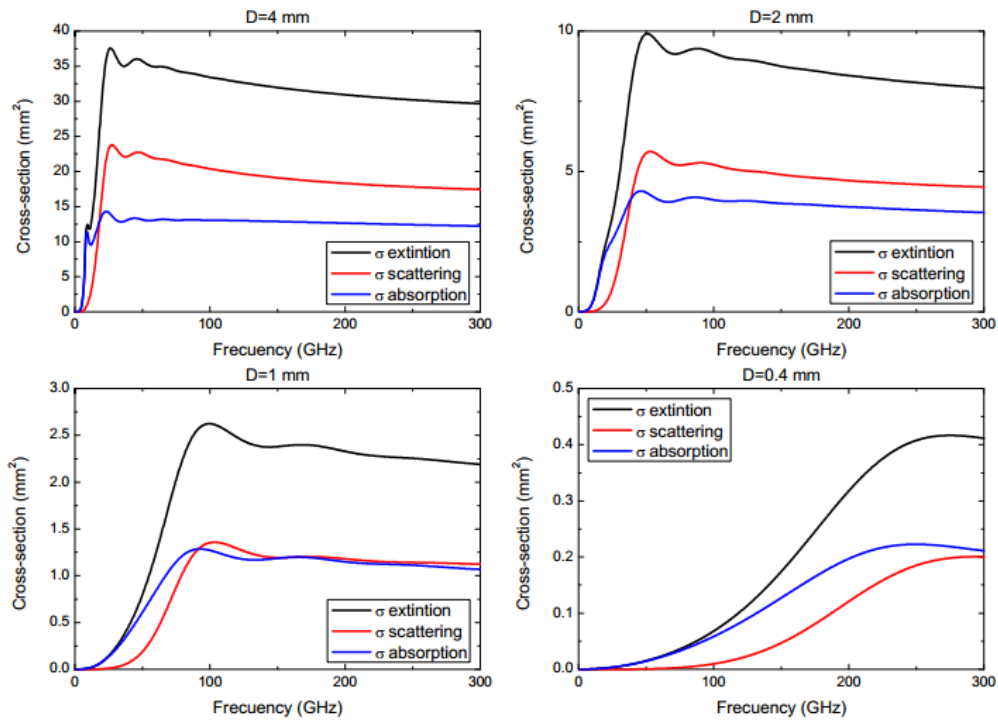


FIGURA 5-3 - DISPERSÃO DE MIE PARA GOTAS ESFÉRICAS DE ÁGUA A 290 K PARA DIVERSOS TAMANHOS.

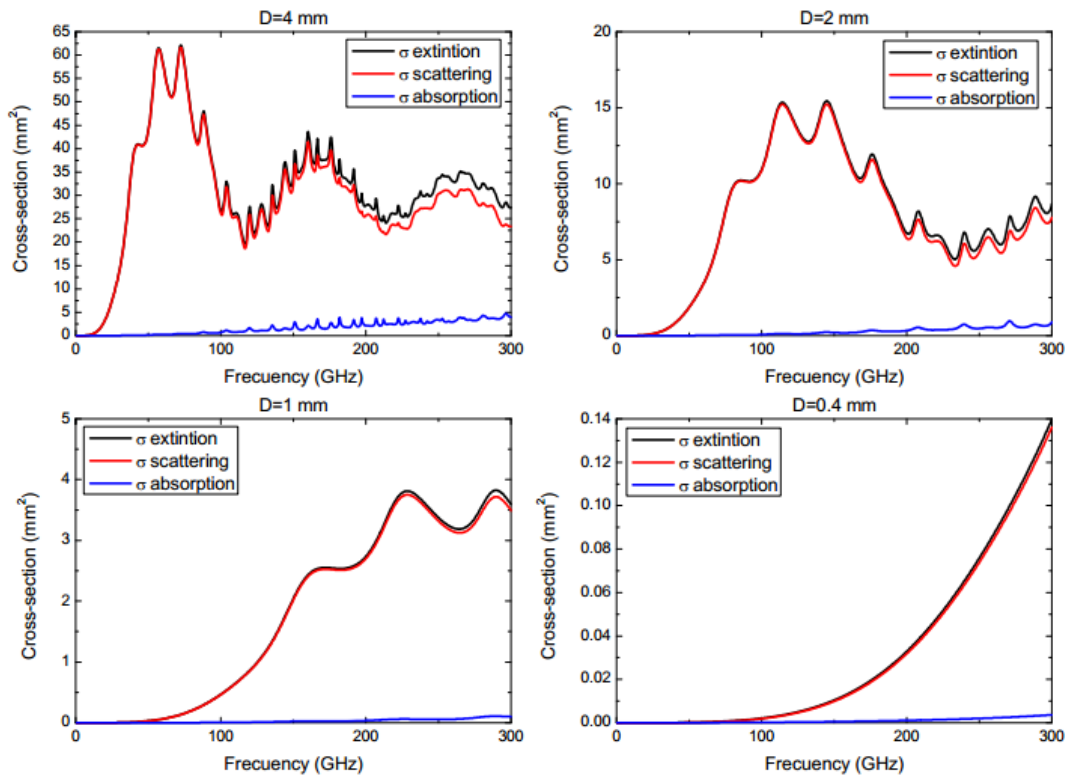


FIGURA 5-4 - DISPERSÃO DE MIE PARA ESFERAS DE GELO A 260 K E PARA DIVERSOS TAMANHOS.

5.4.2 DISTRIBUIÇÃO DE PARTÍCULAS

Os efeitos de um elevado número de partículas a causarem scattering de forma independente é relevante nesta dissertação, devido ao meio ser, de facto, uma dispersão de hidrometeoros. A situação para uma direcção diferente de 0° envolve, no respeitante à intensidade, a soma da intensidade scattered de cada scatterer já que as contribuições para a amplitude do campo têm uma elevada descorrelação de fase devido às movimentações relativas das partículas:

$$I(\theta, \varphi) = \sum_i I_i(\theta, \varphi) \quad \text{EQUAÇÃO 5-35}$$

Neste caso adicionam-se as secções de scattering de cada uma das partículas:

$$\sigma_s = \sum_i \sigma_{i,s} \quad \text{EQUAÇÃO 5-36}$$

A situação é distinta na direcção para a frente: a posição do scatterer contribui sempre com a mesma fase, mesmo que haja movimentações relativas, pelo que temos que adicionar as amplitudes de scattering. Teremos então, para a amplitude de scattering e para a secção de extinção, onde i representa uma partícula individual:

$$S(0) = \sum_i S_i(0) \quad \text{EQUAÇÃO 5-37}$$

$$C_{ext} = \sum_i C_{i,ext} \quad \text{EQUAÇÃO 5-38}$$

5.5 EXTINÇÃO E DISPERSÃO NUMA DISTRIBUIÇÃO DE SCATTERERS MONODISPERSA

Nos pontos anteriores foi abordada apenas a diminuição da intensidade da onda. A onda, contudo, atravessa volumes de espessura variável com uma distribuição de scatterers normalmente caracterizada pelo número de partículas N por unidade de volume. Uma representação porventura conveniente seria a determinação de uma constante de propagação equivalente: constante de atenuação e constante de fase já que a amplitude de scattering é complexa.

Uma vez que as partículas na atmosfera se encontram distribuídas dimensional e espacialmente de forma aleatória e em constante movimento, o campo scattered não é constante e a sua amplitude e fase devem flutuar. O campo pode assim ser escrito como

a soma de um campo de valor médio, dito coerente, com um campo de valor oscilante, dito incoerente. Em vários cenários práticos, contudo, pode-se assumir que o campo scattered é estacionário, sendo função aleatória do tempo por um período limitado. Por exemplo, as flutuações de uma onda observadas em virtude da turbulência atmosférica e de hidrometeoros podem ser consideradas aproximadamente estacionárias no período de alguns minutos. Se o campo é tomado como estacionário, então a propagação ao longo do caminho, desta forma, deve ocorrer segundo uma constante de atenuação igual ao número de partículas por unidade de volume N a multiplicar pela secção de extinção [16]:

$$\alpha = N\sigma_t$$

EQUAÇÃO 5-39

Apresentar-se-á este resultado formalmente mais à frente.

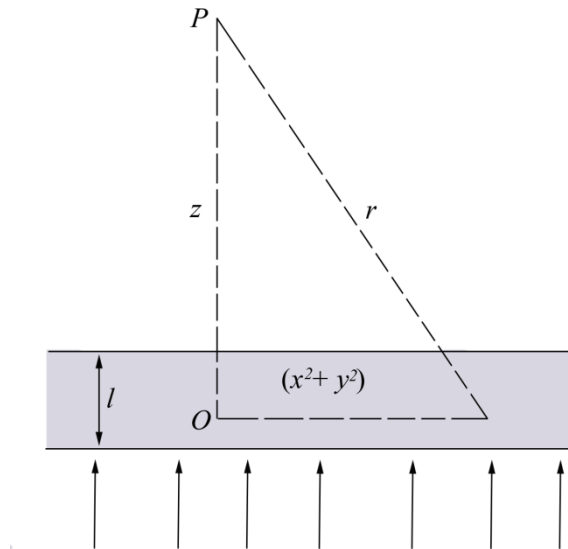


FIGURA 5-5 - EXTINÇÃO E DISPERSÃO NUMA NUVEM DE PARTÍCULAS.

Admitindo então uma onda a alcançar o ponto P (bastante distante do meio para as contribuições do campo provirem essencialmente de um ângulo nulo) da Figura 5-5 depois de atravessar um meio de espessura l contendo N partículas idênticas e igualmente orientadas por unidade de volume teremos para a respectiva amplitude total do campo:

$$u = u_0 \left[1 + S(0) \sum \frac{1}{jk_0 r} e^{\frac{-jk_0(x^2+y^2)}{2r}} \right]$$

EQUAÇÃO 5-40

Em que o somatório é estendido a todas as partículas no volume considerado. Se as partículas forem numerosas, o somatório pode ser substituído por:

$$\int N dx dy dz \quad \text{EQUAÇÃO 5-41}$$

A integração da equação anterior tem como resultado final:

$$u = u_0 \left[1 - \frac{2\pi}{k_0^2} NLS(0) \right] \quad \text{EQUAÇÃO 5-42}$$

O qual é um valor complexo.

Este efeito sobre a onda propagada, desde a entrada do meio ao ponto P, pode ser visto como sendo provocado por um pequeno desvio do índice de refração do vazio que se faz sentir em excesso sobre a propagação neste mesmo meio (ausência de partículas). Nestas condições, podemos introduzir um índice de refração equivalente do meio (válido na direcção para a frente):

$$\tilde{m} = n - jn' \quad \text{EQUAÇÃO 5-43}$$

e escrever:

$$u_0 e^{-jk_0 l(\tilde{m}-1)} = u_0 (1 - jk_0 l(\tilde{m} - 1)) \quad \text{EQUAÇÃO 5-44}$$

Que descreve a proporção segundo a qual a amplitude da onda será alterada.

Igualando e resolvendo:

$$1 - \frac{2\pi}{k_0^2} NLS(0) = 1 - jk_0 l(\tilde{m} - 1) \quad \text{EQUAÇÃO 5-45}$$

Obtém-se então o índice de refração do meio como Van de Hulst:

$$\tilde{m} = 1 - j \frac{2\pi N}{k_0^3} S(0) \quad \text{EQUAÇÃO 5-46}$$

Igualando agora o índice de refração anterior à expressão genérica do mesmo obtêm-se as componentes real n (relacionada com o atraso de fase e portanto dispersão) e imaginária n' (relacionada com a constante de atenuação e que, portanto, deverá ser negativa).

A parte real é dada por:

$$n = 1 + \frac{2\pi N}{k_0^3} \text{Im}\{S(0)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-47}$$

e a parte imaginária por

$$n' = \frac{2\pi N}{k_0^3} \text{Re}\{S(0)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-48}$$

No trabalho desta dissertação apenas interessam os efeitos de propagação em excesso sobre o espaço livre para a modelação teórica e os efeitos diferenciais entre duas polarizações ortogonais. Assim, a constante de propagação que será usada em desenvolvimentos futuros é dada por:

$$\gamma = jk_0(\tilde{m} - 1) \quad \text{EQUAÇÃO 5-49}$$

Toda a teoria anterior pode também ser apresentada paralelamente com base no coeficiente de amplitude de scattering, neste caso apresentado de uma forma um pouco mais complexa pois inclui a polarização da onda.

Em representação alternativa, o campo eléctrico total pode ser escrito da seguinte forma:

$$u = u_0 \left[1 + \frac{2\pi}{jk_0} Nl (\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_l, \vec{u}_l)) \right] \quad \text{EQUAÇÃO 5-50}$$

Já o índice de refração equivalente tem a representação seguinte:

$$\tilde{m} = 1 + \frac{2\pi}{k_0^2} N (\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_l, \vec{u}_l)) \quad \text{EQUAÇÃO 5-51}$$

Com a parte real:

$$n = 1 + \frac{2\pi}{k_0^2} N \text{Re}\{\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_l, \vec{u}_l)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-52}$$

No que concerne à parte imaginária tem-se:

$$n' = -\frac{2\pi}{k_0^2} N \text{Im}\{\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_l, \vec{u}_l)\} \quad \text{EQUAÇÃO 5-53}$$

Em geral, o coeficiente de absorção num meio dispersivo, e portanto detentor de um índice de refração complexo, é dado por $2k_0 n'$, o que permite escrever formalmente o coeficiente de extinção como:

$$\Sigma_t = \frac{4\pi}{k_0^2} N \text{Re}\{S(0)\} = N C_{ext} \quad \text{EQUAÇÃO 5-54}$$

Ou em representação alternativa:

$$\Sigma_t = \frac{4\pi}{k_0} N \text{Im}\{\vec{u}_e \cdot \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i)\} = N\sigma_t \quad \text{EQUAÇÃO 5-55}$$

Ou seja, as secções de extinção de todas as partículas numa unidade de volume têm de ser adicionadas por forma a se obter a secção de extinção total Σ_t para toda a nuvem de partículas [46].

5.6 CONSTANTE DE PROPAGAÇÃO NUMA DISTRIBUIÇÃO UNIFORME DE PARTÍCULAS

As populações de chuva e gelo, que se encontram no meio de propagação real, têm diferentes tamanhos e até formas distintas.

Seguindo as formulações anteriores, o número de onda num meio monodisperso será dado da seguinte maneira:

$$k = k_0 \tilde{m} = k_0 + \frac{2\pi}{k_0} N \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i) \quad \text{EQUAÇÃO 5-56}$$

Em que N é a densidade (por m^3) de scatterers e $\vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i)$ é a amplitude de scattering para a frente.

Supondo o número de partículas de diâmetro D com uma distribuição $N(D)$ (por unidade de diâmetro D por m^3) o número de onda será dado por:

$$k = k_0 + \frac{2\pi}{k_0} \int \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i, D) N(D) dD \quad \text{EQUAÇÃO 5-57}$$

E a constante de propagação será:

$$\gamma = jk = jk_0 \tilde{m} \quad \text{EQUAÇÃO 5-58}$$

$$\gamma = j \left[k_0 + \frac{2\pi}{k_0} \int \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i, D) N(D) dD \right] \quad \text{EQUAÇÃO 5-59}$$

Em termos diferenciais tem-se que:

$$k_{dif} = k - k_0 = \frac{2\pi}{k_0} \int \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i, D) N(D) dD \quad \text{EQUAÇÃO 5-60}$$

$$k_{dif} = \lambda_0 \int \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_i, D) N(D) dD \quad \text{EQUAÇÃO 5-61}$$

E finalmente:

$$\gamma = jk_{dif} = j\lambda_0 \int \vec{f}(\vec{u}_i, \vec{u}_v, D) N(D) dD \quad \text{EQUAÇÃO 5-62}$$

5.7 PROPRIEDADES DIELECTRICAS DO MEIO

Pelos desenvolvimentos apresentados, facilmente se compreende o papel fulcral que as propriedades dieléctricas do meio e o índice de refacção desempenham na modelação do canal rádio e nas predições da constante de propagação no contexto do trajecto Terra-Satélite.

Também a modelação das características dos hidrometeoros requer o conhecimento prévio das suas propriedades dieléctricas.

Se a permeabilidade magnética relativa μ_r é unitária, como já se apresentou anteriormente, a constante ou permitividade eléctrica ϵ_r por seu lado não o é, e carece de uma análise mais detalhada.

5.7.1 PERMITIVIDADE COMPLEXA DO GELO

O modelo original de Hufford é usado para o cálculo da permitividade eléctrica do gelo de água pura [47]:

$$\epsilon' = 3.15 \quad \text{EQUAÇÃO 5-63}$$

$$\epsilon'' = \frac{\alpha(T)}{f} + \beta(T) \times f \quad \text{EQUAÇÃO 5-64}$$

Onde f é a frequência em GHz e $\alpha(T)$ e $\beta(T)$ são parâmetros dependentes da temperatura e ajustados a medidas laboratoriais da seguinte forma:

$$\alpha(T) = (50.4 + 62\theta) \times 10^{-4} \times e^{-22.1\theta} \quad \text{GHz} \quad \text{EQUAÇÃO 5-65}$$

$$\beta(T) = \left(\frac{0.502 - 0.131\theta}{1 + \theta} \right) \times 10^{-4} + 0.542 \times 10^{-6} \left(\frac{1 + \theta}{\theta + 0.0073} \right)^2 \quad \text{EQUAÇÃO 5-66}$$

Dado em GHz^{-1} . Entretanto, tem-se ainda que:

$$\theta = \frac{300}{T} - 1 \quad \text{EQUAÇÃO 5-67}$$

Onde θ define a temperatura inversa relativa e T é a temperatura em Kelvin.

Este modelo é válido para uma gama de frequências desde 0 a 1000 GHz e temperaturas desde 0 até -40 °C.

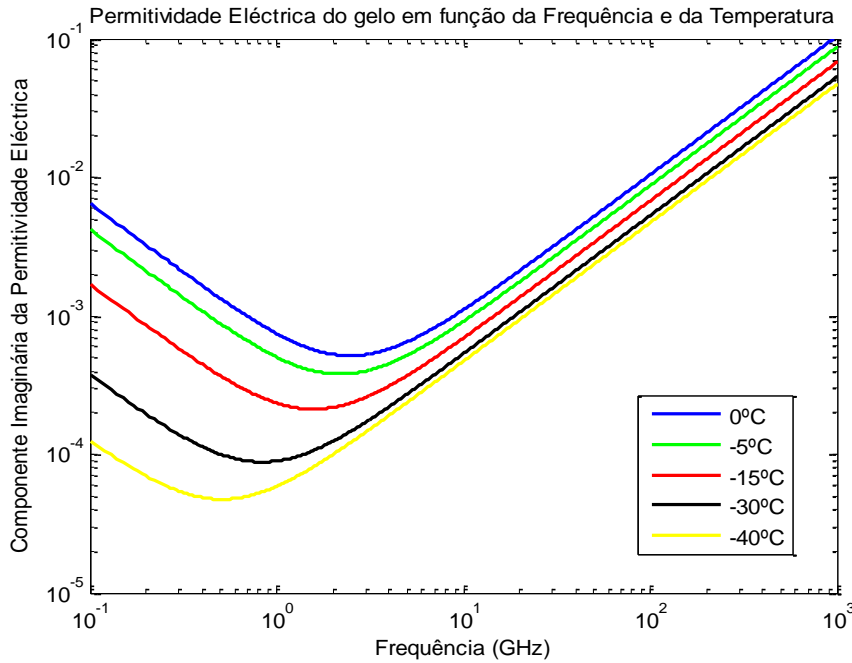


FIGURA 5-6 - PARTE IMAGINÁRIA DA PERMITIVIDADE ELÉCTRICA DO GELO EM FUNÇÃO DA FREQUÊNCIA E DA TEMPERATURA.

Na Figura 5-6 podem-se observar os resultados obtidos segundo este modelo para várias temperaturas. Como se pode constatar, o gelo comporta-se quase como um dieléctrico perfeito, apresentando uma componente imaginária para a permissividade eléctrica (ϵ'') inferior a 0.1 para praticamente toda a gama de frequências.

5.7.2 PERMITIVIDADE COMPLEXA DA ÁGUA PURA LÍQUIDA

A permissividade da água pura pode ser calculada pelo modelo de Liebe usando [48]:

$$\epsilon = \epsilon' + j\epsilon'' = \frac{\epsilon_0 - \epsilon_1}{1 - j\left(\frac{f}{\gamma_1}\right)} + \frac{\epsilon_1 - \epsilon_2}{1 - j\left(\frac{f}{\gamma_2}\right)} + \epsilon_2 \quad \text{EQUAÇÃO 5-68}$$

Onde f é a frequência em GHz e ϵ_0 , ϵ_1 , ϵ_2 , γ_1 e γ_2 são parâmetros dependentes da temperatura.

A constante dieléctrica estática ϵ_0 da água pura depende da temperatura da seguinte maneira:

$$\varepsilon_0 = 77.66 - 103.3\theta \quad \text{EQUAÇÃO 5-69}$$

$$\theta = 1 - \frac{300}{T} \quad \text{EQUAÇÃO 5-70}$$

Onde θ é a temperatura inversa relativa e T a temperatura uma vez mais em Kelvin.

Relativamente aos restantes parâmetros tem-se:

$$\varepsilon_1 = 0.0671\varepsilon_0 \quad \text{EQUAÇÃO 5-71}$$

$$\gamma_1 = 20.20 + 146.4\theta + 316\theta^2 \text{ GHz} \quad \text{EQUAÇÃO 5-72}$$

$$\varepsilon_2 = 3.52 + 7.52\theta \quad \text{EQUAÇÃO 5-73}$$

$$\gamma_2 = 39.8\gamma_1 \text{ GHz} \quad \text{EQUAÇÃO 5-74}$$

Em [11] encontra-se: “as constantes ε_1 e ε_2 são a primeira e segunda constantes de alta frequência e γ_1 e γ_2 são as frequências primária e secundária de relaxamento”. Este modelo é válido para uma gama de frequências até 1 THz e para temperaturas desde 0 até 40 °C.

Na nova versão de Liebe, a constante ε_2 assume o valor constante de 3.52 [11].

Nas Figura 5-7 e Figura 5-8 pode-se observar a parte real (ε') e a parte imaginária da permitividade eléctrica (ε'') da água em função da frequência e da temperatura segundo o modelo descrito acima.

Como se pode observar, o incremento da frequência incorre num decréscimo da constante dieléctrica a partir de 10 GHz ao mesmo tempo que o acréscimo da temperatura tende a manter a importância da parte real da permitividade eléctrica a frequências superiores, principalmente até 100 GHz.

Também o aumento da temperatura permite dar à parte imaginária da permitividade eléctrica (responsável pela atenuação) uma maior relevância a frequências superiores, sendo que variação de temperatura é mais importante até 20 GHz.

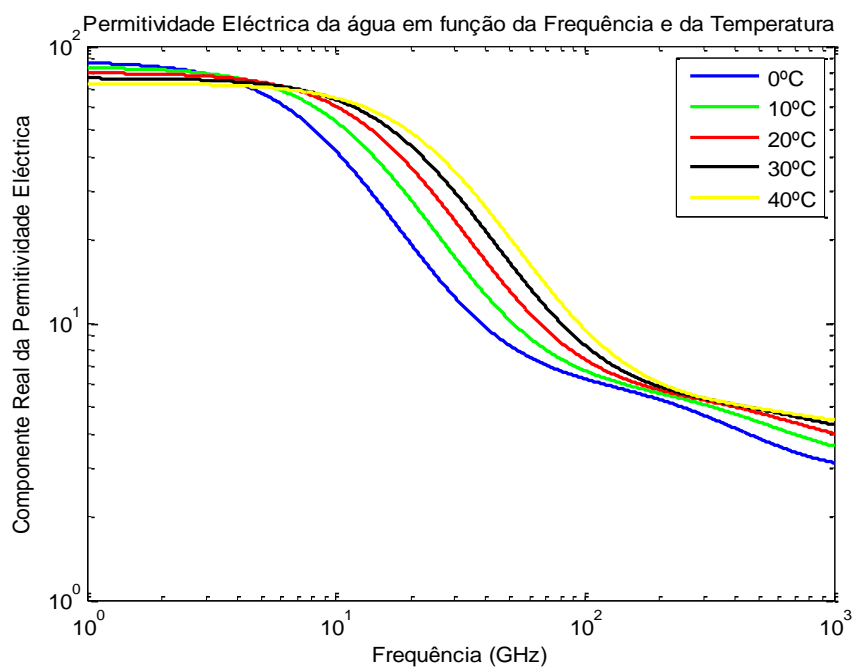


FIGURA 5-7 - PARTE REAL DA PERMITIVIDADE ELÉCTRICA DA ÁGUA EM FUNÇÃO DA FREQUÊNCIA E DA TEMPERATURA.

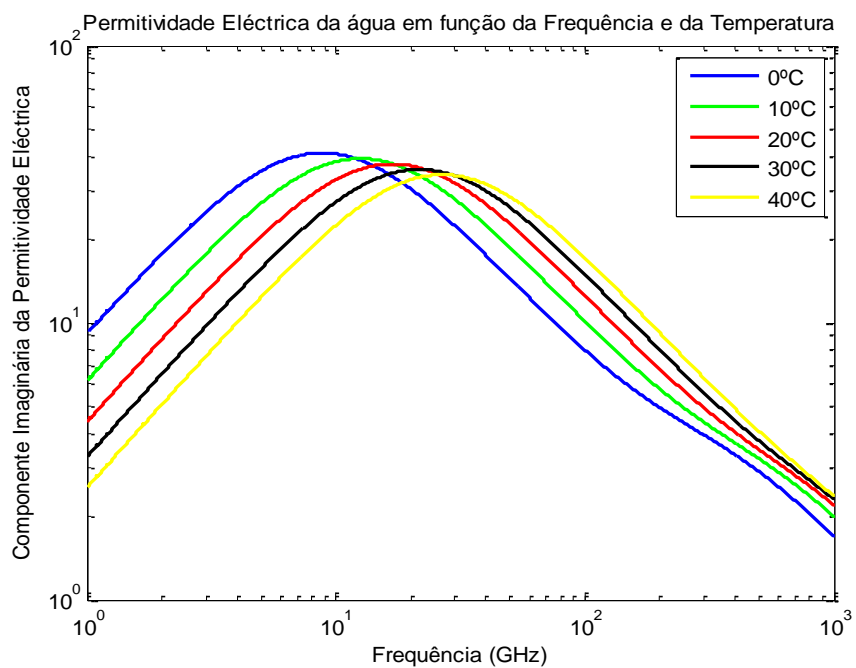


FIGURA 5-8 - PARTE IMAGINÁRIA DA PERMITIVIDADE ELÉCTRICA DA ÁGUA EM FUNÇÃO DA FREQUÊNCIA E DA TEMPERATURA.

5.8 CÁLCULO DA AMPLITUDE DE SCATTERING DE PARTÍCULAS

O cálculo da amplitude de scattering exige sempre o conhecimento do campo dentro da partícula que é um problema, de forma geral, muito complexo a menos de algumas aproximações possíveis em casos muito restritos.

Existem vários métodos numéricos disponíveis: point-matching, T-Matrix e o integral de Fredholm.

O método point-matching é geralmente utilizado para partículas axialmente simétricas como sejam as gotas de chuva e é baseado na expansão dos campos dentro da partícula e scattered na aplicação das condições fronteira sobre a superfície da partícula.

O método da equação integral de Fredholm é numericamente estável e pode ser aplicado num contexto bastante alargado.

Uma explicação mais detalhada acerca destes modelos e métodos pode ser encontrada em [16].

5.8.1 PARTÍCULAS ESFÉRICAS

Alguns modelos conduzem a soluções analíticas para a determinação da amplitude de scattering para partículas esféricas com raio e índice de refração arbitrários. A Tabela 5-1 apresenta algumas soluções e restrições quanto à sua utilização. As duas últimas soluções determinam a aplicabilidade em função do excesso do atraso de fase através da partícula em relação ao espaço livre [16].

TABELA 5-1 - SOLUÇÕES PARA OS PROBLEMAS DE SCATTERING.

Solução	Restrição
Mie	-
Rayleigh	$k_0 a < 1$
Born	$(\epsilon_r - 1)k_0 a \ll 1$
WKB	$(\epsilon_r - 1)k_0 a \gg 1; (\epsilon_r - 1) < 1$

Quando as partículas possuem uma raio a muito pequeno em relação ao comprimento de onda λ pode utilizar-se a aproximação de Rayleigh. O valor limite normalmente assumido para o raio é $a = 0.05\lambda$.

Para partículas de tamanho superior pode usar-se a teoria exacta de scattering de Mie até a um tamanho em que a óptica geométrica será a solução mais simples.

A Figura 5-9 apresenta as fronteiras que delimitam a utilização de cada uma das aproximações em função do comprimento de onda. A 20 GHz ($\lambda=1.5$ cm) o Rayleigh scattering é utilizável para gotas de nuvens (usualmente com menos de 50 μm) e para uma grande parte das gotas de chuva [11]. De notar que, na Figura 5-9, r representa o raio da partícula.

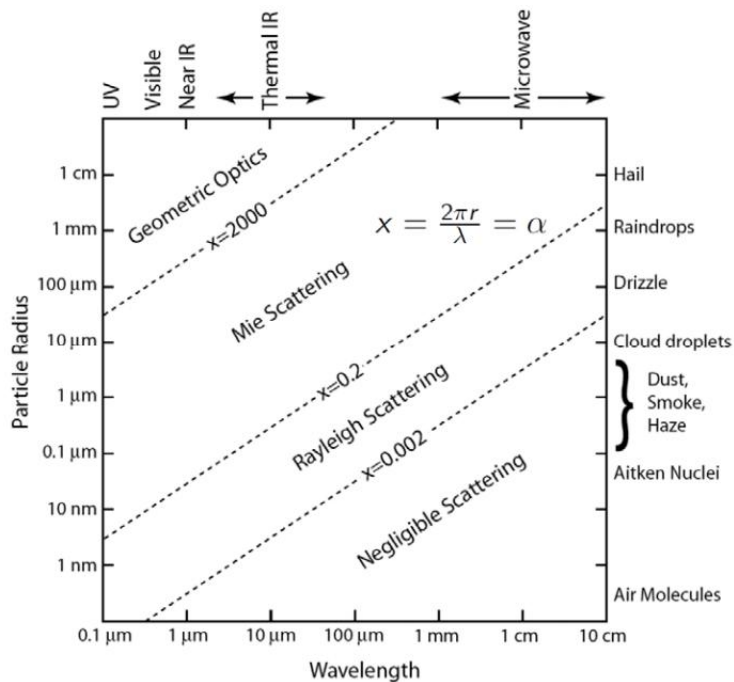


FIGURA 5-9 - LIMITES DE APLICAÇÃO DA DISPERSÃO SEGUNDO A DIMENSÃO DA PARTÍCULA EM RELAÇÃO AO COMPRIMENTO DE ONDA.

5.8.1.1 SCATTERING E SCATTERER DE RAYLEIGH

O scattering de Rayleigh consiste numa aproximação derivada da solução exacta de Mie. Partículas de dimensões reduzidas, como o scatterer de Rayleigh, radiam um campo scattered cujo diagrama de radiação é idêntico ao de um dipólo elementar. Outra propriedade do scattering de Rayleigh consiste na intensidade da onda scattered ser inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda e directamente proporcional ao quadrado do volume da partícula [16]. De notar que o campo scattered reflecte todas as propriedades da partícula contando que aproximações não foram efectuadas, isto é, a afirmação é válida apenas para soluções exactas.

O scattering de Rayleigh assume que a partícula é de dimensões muito reduzidas quando comparadas ao comprimento de onda (vide a Tabela 5-1) e a amplitude de scattering é determinada em termos do campo no interior da partícula por:

$$\vec{f}(\vec{u}_s, \vec{u}_i) = \frac{k_0^2}{4\pi} [-\vec{u}_s \times (\vec{u}_s \times \vec{u}_e)] V \frac{3(\epsilon_r - 1)}{\epsilon_r + 2} \quad \text{EQUAÇÃO 5-75}$$

Onde

$$V = \frac{4\pi a^3}{3} \quad \text{EQUAÇÃO 5-76}$$

É o volume do scatterer e ϵ_r é a permissividade eléctrica relativa do meio. O campo scattered é inversamente proporcional ao quadrado do comprimento de onda.

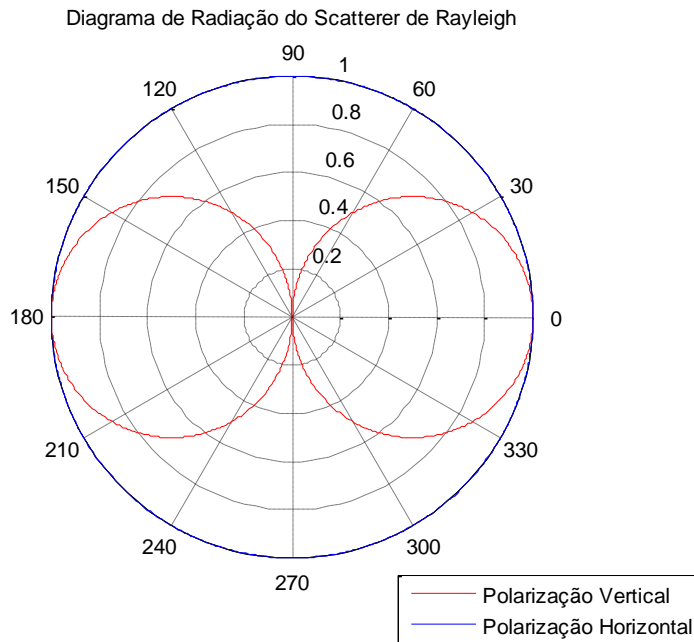


FIGURA 5-10 - DIAGRAMA DE RADIAÇÃO DO SCATTERER DE RAYLEIGH.

A título de exemplo, assumindo uma onda polarizada linear e verticalmente e a propagar-se no sentido positivo do eixo Y e incidindo numa partícula posicionada neste eixo, constata-se que o diagrama de radiação observado no plano YoZ assume a forma descrita a vermelho na Figura 5-10. Da incidência da mesma onda, polarizada agora horizontalmente, na mesma partícula, obtém-se o diagrama de radiação no plano YoZ como se apresenta a azul na Figura 5-10. De notar que rodar a polarização equivale a rodar o plano de observação. Assim, constata-se que, de facto, o scatterer de Rayleigh radia de forma equivalente a um dipolo elementar.

5.8.1.2 APROXIMAÇÃO WKB

A aproximação WKB (Wentzel, Kramers e Brillouin) também pode ser aplicada para um caso de constante dielétrica arbitrária. Este modelo é interessante devido à forma da intensidade scattered embora seja pouco relevante para esta dissertação. Uma análise cuidada pode-se encontrar em [16].

5.9 MATRIZ DE TRANSMISSÃO E ANISOTROPIA DE CHUVA

Através da caracterização do meio de propagação para duas polarizações lineares ortogonais, o comportamento do meio perante uma polarização arbitrária pode ser modelado pela denominada matriz de transmissão.

Para um meio, de profundidade l , contendo partículas, como sendo gotas, de iguais dimensões e dispostas numa posição arbitrária e equi-alinhadas (meio longitudinalmente homogéneo com planos principais) considere-se a geometria da Figura 5-11 onde se procura descrever a propagação de uma onda plana que incide numa gota com ângulo de incidência ξ entre a direcção de propagação e o eixo de simetria do hidrometeoro. Em geral, este ângulo é o complementar do ângulo de elevação [30].

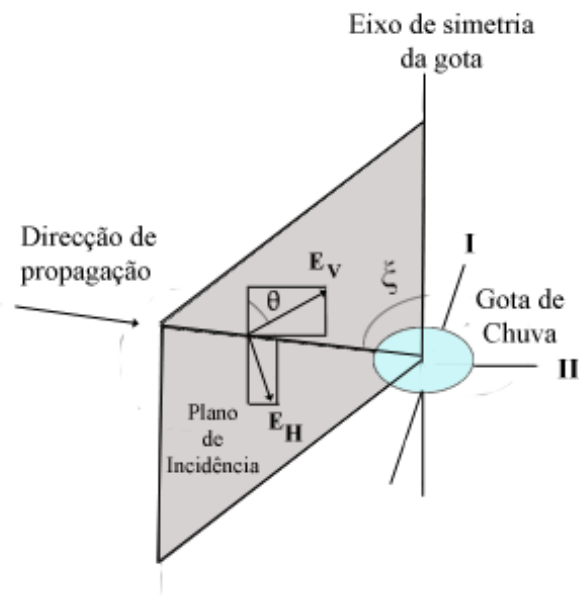


FIGURA 5-11 - GEOMETRIA DE ANÁLISE.

Sejam $E_v \vec{u}_v$ e $E_h \vec{u}_h$ os vectores campo eléctrico para as duas polarizações ortogonais quase-vertical e quase-horizontal respectivamente e situados num plano normal ao vector de propagação. Paralelamente a estas componentes, definem-se dois eixos de simetria I e II. Os planos definidos pelos eixos I e II com a direcção de propagação

denominam-se por planos principais. A projecção da gota no plano que contém os vectores campo eléctrico é uma elipse e os eixos I e II são os seus eixos maior e menor, respectivamente. A Figura 5-12 representa esta elipse e a forma pela qual as componentes do campo eléctrico se decompõem segundo os eixos I e II [16].

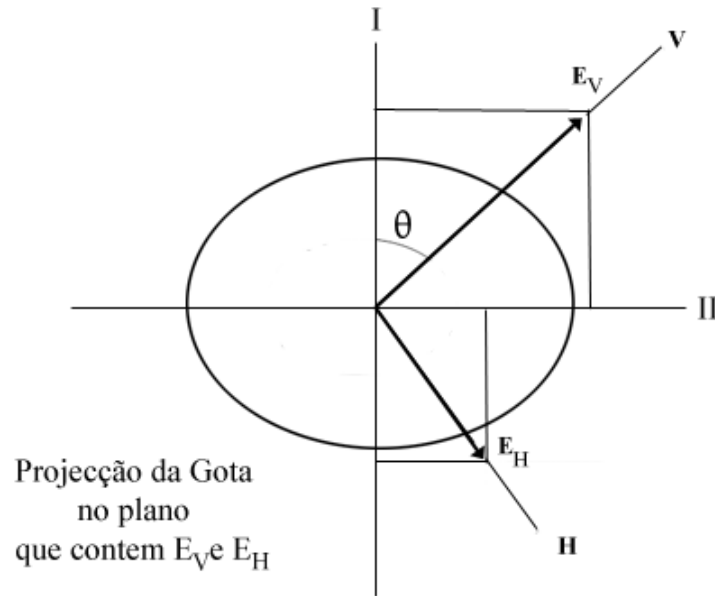


FIGURA 5-12 - DECOMPOSIÇÃO DO CAMPO ELÉCTRICO NAS COMPONENTES SEGUNDO OS EIXOS AXIAIS DE UMA GOTA.

Entretanto, o ângulo θ resulta da soma do ângulo de inclinação da polarização, formalmente definido como o “ângulo entre a projecção da vertical do local num plano perpendicular à direcção de propagação e o vector campo eléctrico”, com o ângulo de inclinação da gota, também formalmente definido como o “ângulo formado pelo eixo de simetria da partícula em relação à vertical do local” [30].

O formalismo representativo da decomposição das componentes do campo eléctrico incidente na partícula segundo os seus eixos de simetria I e II é obtido recorrendo à matriz de rotação R da seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} E_{I_i} \\ E_{II_i} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{V_i} \\ E_{H_i} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-77}$$

Onde

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-78}$$

Tratando-se de um meio homogéneo com plano principais, e sendo as polarizações vertical e horizontal do campo eléctrico linearmente independentes, o campo eléctrico,

após atravessar a gota, pode ser representado, em termos das suas componentes segundo os eixos axiais do hidrometeoro, da seguinte maneira:

$$\begin{bmatrix} E_{I_s} \\ E_{II_s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e^{-\gamma_I l} & 0 \\ 0 & e^{-\gamma_{II} l} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{I_i} \\ E_{II_i} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-79}$$

Onde se definiu a matriz de transmissão:

$$T = \begin{bmatrix} e^{-\gamma_I l} & 0 \\ 0 & e^{-\gamma_{II} l} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-80}$$

Tendo-se assumido uma forma esferoidal para a gota, em virtude do desenvolvimento de condições de propagação distintas para as duas componentes do campo eléctrico, desta representação pode-se constatar que dois coeficientes de transmissão distintos são aplicados, cada um a uma componente do campo eléctrico. Se a partícula assumisse a forma esférica, estes coeficientes seriam, evidentemente, iguais.

Em termos das suas componentes quase-vertical e quase-horizontal, será necessário aplicar a matriz de rotação inversa:

$$\begin{bmatrix} E_{V_s} \\ E_{H_s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{I_s} \\ E_{II_s} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-81}$$

Finalmente, pretendendo escrever as componentes do campo eléctrico scattered quase-vertical e quase-horizontal em função das mesmas componentes do campo eléctrico incidente tem-se que:

$$\begin{bmatrix} E_{V_s} \\ E_{H_s} \end{bmatrix} = R^{-1} T R \begin{bmatrix} E_{V_i} \\ E_{H_i} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-82}$$

Onde se define a matriz de transmissão completa do meio dispersivo:

$$T' = R^{-1} T R = \begin{bmatrix} T'_{VV} & T'_{VH} \\ T'_{HV} & T'_{HH} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-83}$$

$$T' = \begin{bmatrix} e^{-\gamma_I l} (\cos \theta)^2 + e^{-\gamma_{II} l} (\sin \theta)^2 & -e^{-\gamma_I l} \cos \theta \sin \theta + e^{-\gamma_{II} l} \cos \theta \sin \theta \\ -e^{-\gamma_I l} \cos \theta \sin \theta + e^{-\gamma_{II} l} \cos \theta \sin \theta & e^{-\gamma_I l} (\sin \theta)^2 + e^{-\gamma_{II} l} (\cos \theta)^2 \end{bmatrix}$$

$$\text{EQUAÇÃO 5-84}$$

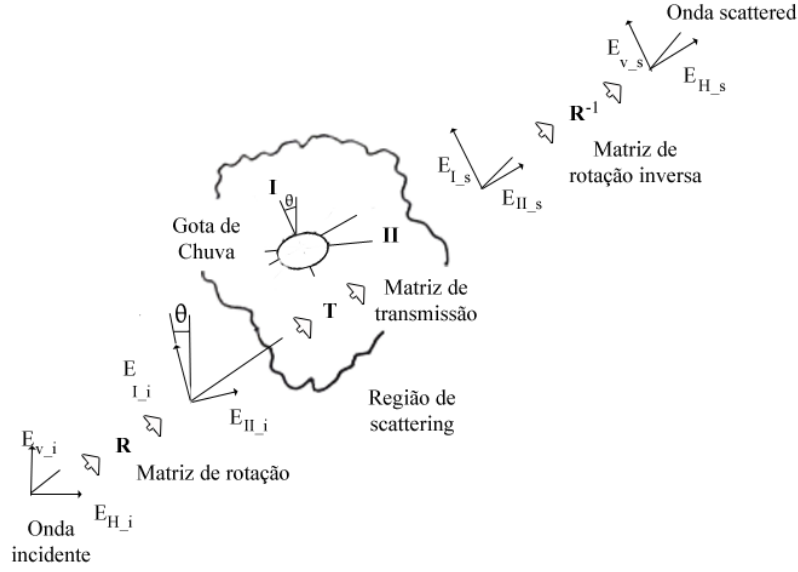


FIGURA 5-13 - REPRESENTAÇÃO DA INTERACÇÃO ENTRE A ONDA E A GOTA.

Uma vez que o meio tem uma constante de propagação distinta para cada um dos planos principais, poderá ser útil definir a diferença integrada ao longo do caminho. Desta forma, define-se o conceito de Anisotropia do meio da seguinte forma:

$$D = (\gamma_{II} - \gamma_I)l \quad \text{EQUAÇÃO 5-85}$$

Onde l é a extensão do meio passível de provocar scattering e que tem uma óbvia ligação com a microestrutura do meio.

Recorrendo a alguma manipulação matemática, é possível escrever a matriz de transmissão do meio T' em termos da Anisotropia:

$$T' = e^{-\left(\frac{\gamma_{II} + \gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right) \begin{bmatrix} 1 + \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta) & -\tanh\left(\frac{D}{2}\right) \sin(2\theta) \\ -\tanh\left(\frac{D}{2}\right) \sin(2\theta) & 1 - \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta) \end{bmatrix}$$

EQUAÇÃO 5-86

Entretanto, a matriz determinada na Equação 5-86 tem por base um meio longitudinalmente homogéneo com planos principais em que supõe, numa primeira análise respeitante à constante de propagação, famílias de gotas igualmente orientadas e com as formas previstas nos modelos. Eventualmente poderão as gotas vibrar, terem uma dispersão de orientação ou a sua distribuição não corresponder aos modelos previstos, pelo que a anisotropia poderá ser afectada de um factor de redução. A este

factor designou-se “factor de redução da anisotropia de chuva”. Ainda que na generalidade o seja, este factor não necessariamente é redutor da anisotropia. Podem ocorrer situações pontuais nas quais este factor é amplificador. Esta temática será discutida posteriormente aquando do tratamento de casos exemplificativos.

5.10 ATENUAÇÃO E DESPOLARIZAÇÃO

Como referido, a despolarização ocorre em virtude da falta de simetria esférica por parte dos hidrometeoros, os quais adicionalmente tendem a assumir uma orientação preferencial. Os efeitos do meio dispersivo sobre a onda que o atravessa são dependentes da orientação do vector campo eléctrico relativo à orientação preferencial do hidrometeoro. Assim, a despolarização ocorre como resultado da atenuação diferencial e da diferença de fase diferencial das componentes do campo eléctrico da onda ao longo dos dois eixos de simetria do meio. Por oposição, nenhuma despolarização ocorre, em princípio, se o estado de polarização da onda electromagnética é tal que o vector polarização pode ser projectado apenas sobre um eixo de simetria, o que equivale a dizer que não ocorre despolarização quando o campo eléctrico é linear e está alinhado com os planos principais do meio. De notar que pode existir anisotropia, sem que exista despolarização.

A contribuição relativa da atenuação diferencial e da diferença de fase diferencial é função da frequência e da distribuição das gotas. O aumento da frequência e do tamanho das gotas leva a um aumento da parte real da anisotropia em detrimento da parte imaginária. Em todo o caso, a despolarização e atenuação devido a chuva encontram-se relativamente bem correlacionados [16].

Tomando o resultado obtido na secção anterior:

$$\begin{aligned} E_{V_s} &= E_{VV} + E_{VH} = \\ &= e^{-\left(\frac{\gamma_{II} + \gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right) \left[\left(1 + \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta)\right) E_{V_i} + \left(-\tanh\left(\frac{D}{2}\right) \sin(2\theta)\right) E_{H_i} \right] \end{aligned}$$

EQUAÇÃO 5-87

$$\begin{aligned} E_{H_s} &= E_{HV} + E_{HH} = \\ &= e^{-\left(\frac{\gamma_{II} + \gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right) \left[\left(-\tanh\left(\frac{D}{2}\right) \sin(2\theta)\right) E_{V_i} + \left(1 - \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta)\right) E_{H_i} \right] \end{aligned}$$

EQUAÇÃO 5-88

Seguindo o formalismo já apresentado para a discriminação da polarização cruzada, com referência à figura seguinte, definem-se os vectores XPD para as polarizações vertical e horizontal da seguinte forma:

$$XPD_V = \frac{T'_{HV}}{T'_{VV}} = \frac{-\tanh\left(\frac{D}{2}\right)\sin(2\theta)}{1 + \tanh\left(\frac{D}{2}\right)\cos(2\theta)} \quad \text{EQUAÇÃO 5-89}$$

$$XPD_H = \frac{T'_{VH}}{T'_{HH}} = \frac{-\tanh\left(\frac{D}{2}\right)\sin(2\theta)}{1 - \tanh\left(\frac{D}{2}\right)\cos(2\theta)} \quad \text{EQUAÇÃO 5-90}$$

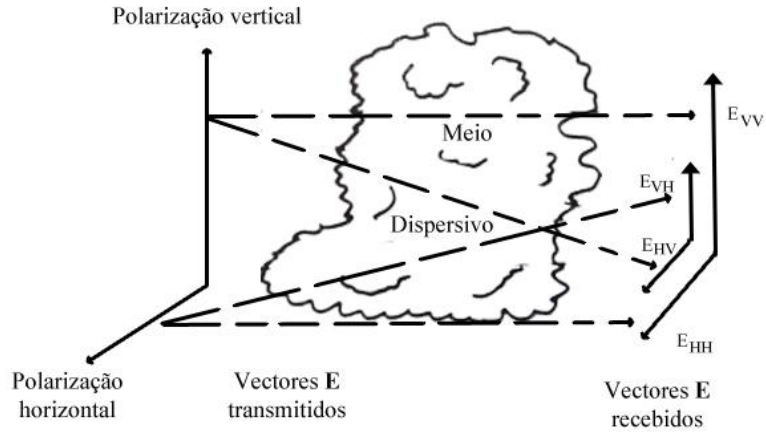


FIGURA 5-14 - DEFINIÇÃO DE CO-POLARIZAÇÃO E DE POLARIZAÇÃO CRUZADA

Como se pode concluir, a fase do XPD é determinada essencialmente pela fase da anisotropia, pelo que a medida da fase deste parâmetro é muito importante.

Relativamente ao XPD em dB, para as mesmas polarizações tem-se:

$$XPD_V = -20 \log \left| \frac{T'_{HV}}{T'_{VV}} \right| = -20 \log \left| \frac{-\tanh\left(\frac{D}{2}\right)\sin(2\theta)}{1 + \tanh\left(\frac{D}{2}\right)\cos(2\theta)} \right| \quad \text{EQUAÇÃO 5-91}$$

$$XPD_H = -20 \log \left| \frac{T'_{VH}}{T'_{HH}} \right| = -20 \log \left| \frac{-\tanh\left(\frac{D}{2}\right)\sin(2\theta)}{1 - \tanh\left(\frac{D}{2}\right)\cos(2\theta)} \right| \quad \text{EQUAÇÃO 5-92}$$

No que concerne à atenuação (dB), esta encontra uma definição formal para as polarizações vertical e horizontal nas seguintes expressões:

$$A_{t_V} = -20 \log |T'_{VV}| = -20 \log \left| e^{-\left(\frac{\gamma_H + \gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right) \left(1 + \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta)\right) \right|$$

EQUAÇÃO 5-93

$$A_{t_H} = -20 \log |T'_{HH}| = -20 \log \left| e^{-\left(\frac{\gamma_H + \gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right) \left(1 - \tanh\left(\frac{D}{2}\right) \cos(2\theta)\right) \right|$$

EQUAÇÃO 5-94

5.11 MATRIZ DE TRANSMISSÃO E ANISOTROPIA DE GELO

Tomando formas estereotipadas de agulhas e pratos, Haworth [49] deduziu as expressões para as constantes de propagação de uma população de gelo. Tomando V como o volume total de cristais de gelo por metro cúbico, a constante de propagação ao longo do eixo de simetria s do hidrometeoro e a constante de propagação perpendicular a este p são dadas por:

$$\gamma_{s,p} = j \frac{3\pi V}{\lambda} A_{s,p} \quad \text{EQUAÇÃO 5-95}$$

Onde $A_{s,p}$ é um coeficiente denominado termo de anisotropia, e cujo valor se pode consultar na Tabela 5-2.

TABELA 5-2 - COEFICIENTES PARA O CÁLCULO DAS CONSTANTES DE PROPAGAÇÃO DE GELO.

Coeficientes	Agulhas	Pratos
A_s	0.72280-j0.00285	0.22813-j0.00090
A_p	0.34680-j0.00137	0.72280-j0.00285

Os termos de anisotropia são independentes da distribuição de tamanhos para os hidrometeoros considerada e, como se pode facilmente depreender, a anisotropia do meio de gelo é essencialmente imaginária [16, 30].

O cálculo da matriz de transmissão para uma população composta por discos com eixo de simetria vertical é semelhante ao de chuva. O mesmo não é verdade para uma população de agulhas, uma vez que estas podem não assumir uma orientação preferencial para o seu eixo maior no plano horizontal e, assim, a identificação dos planos principais não é

imediate [30]. Mais detalhes relativos à matriz de transmissão de gelo encontram-se em [16].

Uma vez que a anisotropia do gelo é essencialmente imaginária, a amplitude do vector XPD é quase idêntica para ambas as polarizações (vertical e horizontal) e tem uma fase próxima de 90° . No entanto, as componentes reais têm sinal contrário. A Figura 5-15 apresenta o diagrama polar do XPD para a polarização vertical calculado com base numa anisotropia puramente imaginária e constante e ângulo de inclinação variável de -90° a 90° .

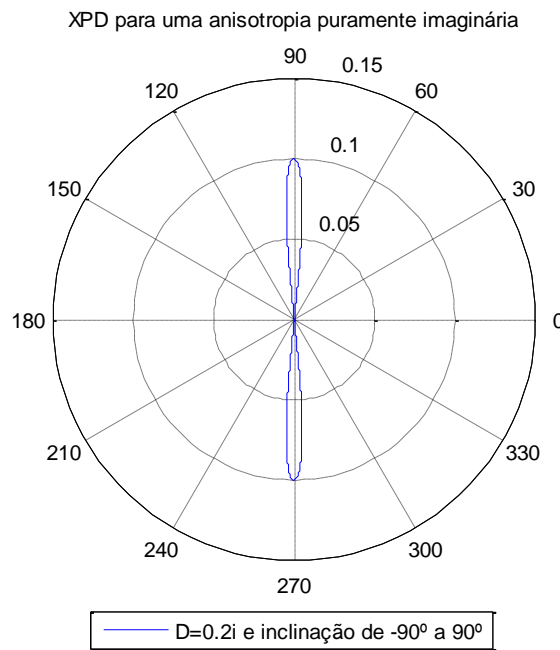


FIGURA 5-15 - XPD PARA UMA ANISOTROPIA PURAMENTE IMAGINÁRIA.

5.12 MATRIZ CASCATEADA E EXTRACÇÃO DO GELO

O trajecto Terra-Satélite é complexo: é composto por todo um conjunto de hidrometeoros de dimensão e distribuição temporal e espacial variável. A matriz de transmissão completa do meio poderá, numa aproximação simplista, ser determinada pela cascata dos dois meios de propagação compostos por chuva e gelo no topo. A matriz de transmissão completa T_t deste meio é dada por:

$$T_t = T_{rain} \times T_{ice} \quad \text{EQUAÇÃO 5-96}$$

$$T_t = \begin{bmatrix} T_{VVr} & T_{VHr} \\ T_{H Vr} & T_{HHr} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_{VVi} & T_{VHi} \\ T_{HVi} & T_{HHi} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-97}$$

$$T_t = \begin{bmatrix} T_{VVr}T_{VVi} + T_{VHr}T_{HVi} & T_{VVr}T_{VHi} + T_{VHr}T_{HHi} \\ T_{HVr}T_{VVi} + T_{HHr}T_{HVi} & T_{HVr}T_{VHi} + T_{HHr}T_{HHi} \end{bmatrix} \quad \text{EQUAÇÃO 5-98}$$

Usando aproximações de primeira ordem para os valores dados pela equação acima pode-se escrever o vector XPD para as polarizações vertical e horizontal para um meio composto pela cascata de duas populações como:

$$XPD_V \cong \frac{T_{HHr}}{T_{VVr}} XPD_{Vice} + XPD_{Vrain} \quad \text{EQUAÇÃO 5-99}$$

$$XPD_H \cong \frac{T_{VVr}}{T_{HHr}} XPD_{Hice} + XPD_{Hrain} \quad \text{EQUAÇÃO 5-100}$$

A discriminação da polarização cruzada é aproximadamente a soma da discriminação da polarização cruzada da população de chuva com a discriminação da polarização cruzada de gelo multiplicada pela razão dos coeficientes de transmissão da população de chuva.

A introdução da população de gelo pode conduzir a um canal sem planos principais. De facto, o gelo pode levar a que os planos de máxima atenuação diferencial e fase diferencial não coincidam no trajecto inclinado, originando-se sempre despolarização, independentemente da polarização empregue [30]. Repare-se como este facto é contemplado pela recomendação ITU-R P.618-10 na Figura 4-11 onde, mesmo para uma inclinação da polarização de 0°, se tem despolarização. Separar as duas populações e atribuindo-lhes parâmetros próprios no que concerne à sua orientação, distribuição e determinando anisotropias distintas consistirá numa modelação intermédia entre a ideal, para um meio homogéneo com planos principais, e a real, onde o meio nem é homogéneo nem assume planos principais bem definidos.

Resolvendo as expressões supracitadas para o XPD é possível extrair o gelo para ambas as polarizações:

$$XPD_{Vice} = \frac{T_{VVr}}{T_{HHr}} (XPD_V - XPD_{Vrain}) \quad \text{EQUAÇÃO 5-101}$$

$$XPD_{Hice} = \frac{T_{HHr}}{T_{VVr}} (XPD_H - XPD_{Hrain}) \quad \text{EQUAÇÃO 5-102}$$

Onde XPD_V e XPD_H são os vectores XPD medidos e XPD_{Vrain} e XPD_{Hrain} são as estimativas teóricas para o XPD da chuva.

Entretanto, na Figura 5-16 encontra-se a série temporal de um evento sintetizado com uma população de chuva modelada por Marshall e Palmer e gelo com anisotropia máxima igual à máxima anisotropia imaginária da chuva.

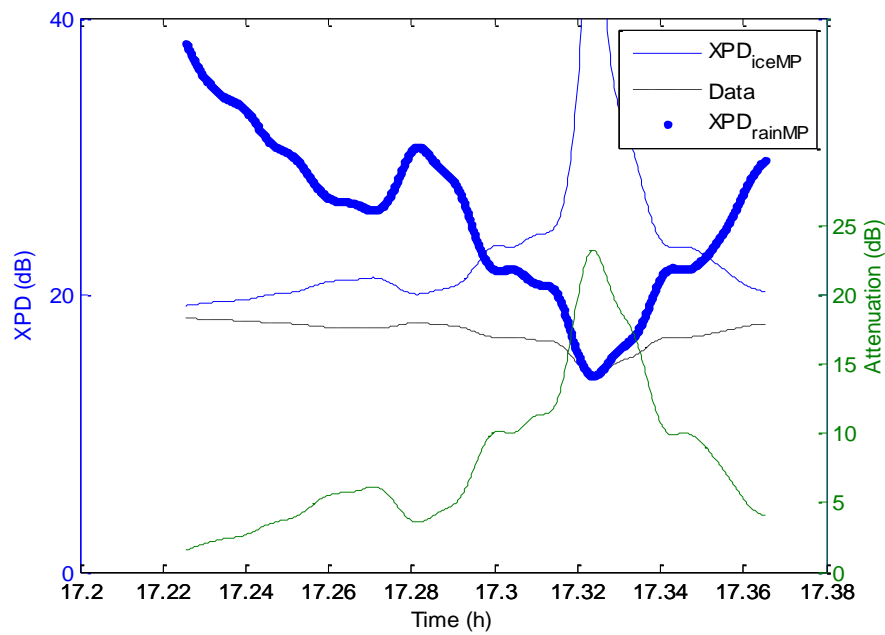


FIGURA 5-16 - RECUPERAÇÃO DO XPD DE CHUVA E GELO USANDO ANISOTROPIAS SIMULADAS.

O gelo varia desde o seu valor máximo, para uma atenuação de 0 dB, até se anular para a atenuação máxima. Como se pode observar, o XPD devido a gelo é recuperado e separado da contribuição da chuva. A recuperação não será, porém, tão otimizada se a DSD modeladora do evento for grosseiramente estimada.

Voltaremos a este assunto mais à frente quando se apresentar a metodologia experimental.

CAPÍTULO 6

METODOLOGIA EXPERIMENTAL

6 INTRODUÇÃO

Finda a exposição teórica subjacente ao desenvolvimento deste projecto, a apresentação da metodologia experimental conducente aos resultados a apresentar em capítulo subsequente é necessária para um completo entendimento do trabalho.

Apresentar-se-á primeiramente o contexto em que este trabalho se enquadra, o que se mede bem como o pré-processamento dos dados, para depois se expor a forma através da qual se obtêm as previsões teóricas para a anisotropia e para o XPD de chuva.

Descreve-se depois o processamento dos dados e toda a metodologia de análise, sendo ainda apresentados alguns exemplos simples, ilustrativos do processo de análise.

6.1 EXPERIÊNCIA DE PROPAGAÇÃO

6.1.1 HISTÓRIA

Os dados adquiridos foram resultado do projecto ESPREX POSI/CHS/36555/2000 financiado pela FCT e consistiu numa experiência de propagação Terra-Satélite na banda Ka que se iniciou em 2004.

Esta experiência tem por base a recepção de uma baliza de frequência (beacon) a bordo do satélite da Eutelsat Hot Bird 6 localizado na posição orbital 13°E . A sua frequência de operação é de 19.701 GHz emitindo uma polarização horizontal. O sinal é recebido em Aveiro com uma CNR de 53 dB/Hz e permite realizar medidas de atenuação até 25 dB.

Na Figura 6-1 pode-se observar a localização do satélite supracitado, que se apresenta na figura sob o nome Eutelsat Hot Bird 13A actualizado em Março de 2012, tendo-se feito uso do software Orbitron [50, 51].

Entretanto, como produtos da campanha já de longa duração, foram submetidos dados de atenuação à base de dados do ITU-SG3.

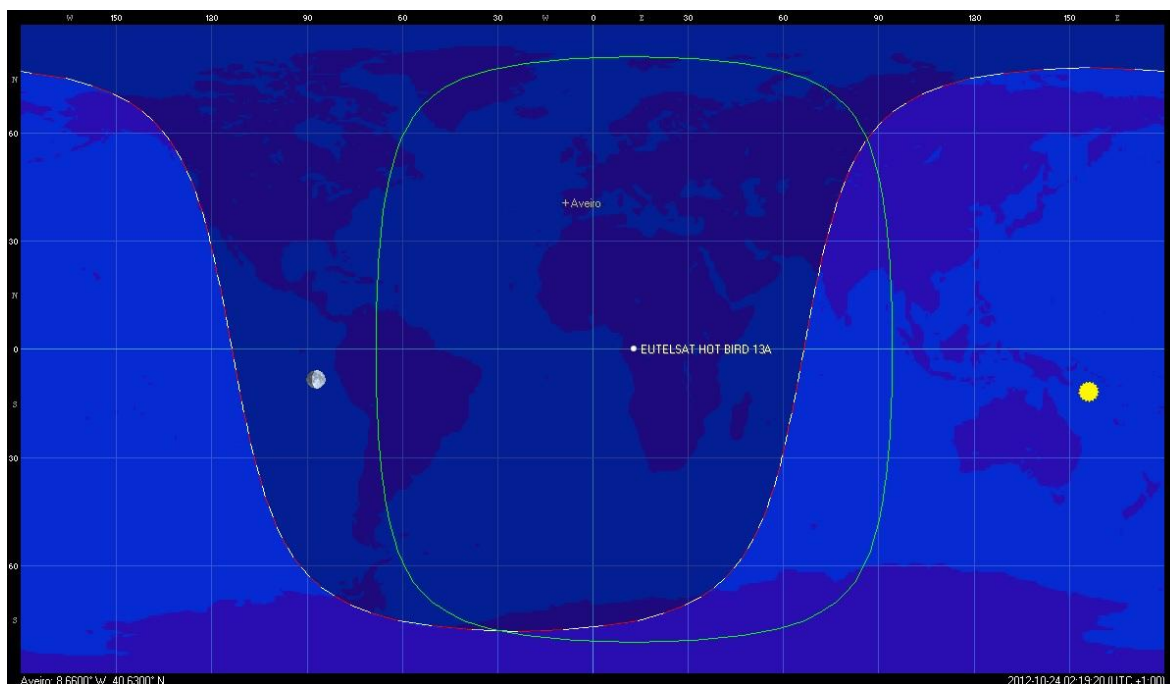


FIGURA 6-1 - LOCALIZAÇÃO DO SATÉLITE HOTBIRD 6.

6.1.2 MEDIDAS

Na estação de Aveiro (40.63°N ; 8.66°W) a 10 m acima do nível do mar efectua-se a medida do sinal copolar e crosspolar por uma antena de 1.5 m de diâmetro. O receptor

encontra-se calibrado e balanceado em amplitude e em fase usando o método McEwan. Esta calibração é fundamental para que os dados registados correspondam à frente de onda que chega à antena e, portanto, com as diferenças de ganho e fase das cadeias de conversão devidamente calibradas.

Além da medição do sinal uma estação meteorológica dedicada mede a velocidade do vento, a humidade, a temperatura e a taxa de precipitação com dois pluviómetros distintos. Um usa o princípio de conta-gotas, em que a quantidade de água que cai à superfície é medida por meio de um raio infravermelhos que é interrompido por cada gota que passa, tendo esta um volume doseado por um gotejador calibrado, e o outro por balde em que a quantidade de água é medida pela contagem de número de vezes que um pequeno balde, de volume bem determinado, é esvaziado.

Finda a aquisição, todos os dados são armazenados em discos por meio de um computador.

6.1.3 PRÉ-PROCESSAMENTO E ORGANIZAÇÃO DOS DADOS

Após o armazenamento dos dados, estes carecem de um pré-processamento.

A cadeia de pré-processamento inicia-se com o carregamento dos dados seguindo-se a calibração e inspecção e reparação dos dados. Neste processo, efectua-se a inspecção da existência de dados inválidos, recorrentes de algum problema que, porventura, tenha ocorrido. Além da reparação, por interpolação dos dados inválidos ou simplesmente assinalando-os como inválidos, faz-se ainda a classificação dos dados como pertencentes aquilo a que chamamos “eventos” ou “não eventos”, se existem alterações nas medidas ou se o padrão de medidas se mantém, respectivamente.

Tem assim lugar, procedente da fase anterior, a remoção dos erros sistemáticos e o cálculo do XPD, efectuando-se depois o armazenamento dos dados e eventos. Ainda que eventos não tenham ocorrido, o armazenamento dos dados é, no entanto, completo.

Para efeitos deste projecto, tomaram-se os eventos ocorridos em todo o ano de 2009, totalizando 265 eventos que foram divididos em 1035 sub-eventos a que se deram o nome de “corridas”. A divisão dos eventos é essencial, uma vez que permite separar fisicamente o gelo da chuva e aplicar com precisão o factor de redução da anisotropia. O tempo de um ano é um valor de referência mínimo de recolha de dados nestes temas e este ano, de um conjunto de 7 anos distintos, é um ano típico.

6.2 OBTENÇÃO DAS PREVISÕES TEÓRICAS

A estimativa do XPD de chuva foi determinada com base no fluxograma da figura abaixo:



FIGURA 6-2 - PROCESSO CONDUCENTE À OBTENÇÃO DO XPD DE CHUVA.

A amplitude de scattering para a frente segundo os planos principais I e II, $f_{I,II}$, foi determinada com base no ângulo complementar do ângulo de elevação, através de:

$$\xi = 90 - \theta \quad (\text{graus}) \quad \text{EQUAÇÃO 6-1}$$

Onde θ é o ângulo de elevação (39°) apresentado no capítulo de propagação troposférica.

Repare-se que ξ foi definido anteriormente como sendo o ângulo entre a direcção de propagação e o eixo de simetria do hidrometeoro.

A amplitude de scattering foi ainda determinada à custa das amplitudes de scattering para as polarizações vertical e horizontal numa incidência horizontal f_V e f_H respectivamente, e da amplitude de scattering numa incidência vertical, segundo o eixo de simetria do hidrometeoro, f_S usando [52]:

$$f_{I,II}(D) = f_S(D)\cos^2(\xi) + f_{V,H}(D)\sin^2(\xi) \quad \text{EQUAÇÃO 6-2}$$

onde D representa o diâmetro das gotas.

Considerou-se uma distribuição linear para a dimensão das gotas, entre 0.05 e 0.7 cm de diâmetro, e o método usado foi o denominado Point-Matching proposto por T. Oguchi para a determinação das amplitudes de scattering $f_{V,H}$ e f_S , onde se tomou a temperatura de 20 °C e o modelo de Debye para a determinação do índice de refração das gotas e a forma assumida por estas seguiu o modelo de Morrison e Cross.

A constante de propagação segundo os planos I e II foi também determinada, tendo-se usado:

$$\gamma_{I,II} = j\lambda_0 \int f_{I,II}(D)N(D)dD \quad \text{EQUAÇÃO 6-3}$$

A constante de propagação descrita foi calculada para três distribuições de dimensões das gotas (Joss-Drizzle, Joss-Thunderstorm e Marshall e Palmer) e para uma taxa de precipitação compreendida entre 0.25 e 150 mm/h. Tem-se, assim, para cada taxa de precipitação uma distribuição $N(D)$ e $\gamma_{I,II}$ é função da taxa de precipitação.

O passo seguinte é a determinação da matriz de transmissão de chuva já apresentada na Equação 5-86, para as três DSD. Para tal, usou-se um ângulo de inclinação da polarização θ (definido para a matriz de transmissão de chuva) de 23° e um trajecto inclinado L_S de 2km. Tem-se, desta maneira, a matriz de transmissão para um meio de chuva em função da taxa de precipitação.

Recorrendo à determinação da atenuação para a polarização horizontal apresentada na Equação 5-94 determinou-se de seguida a atenuação para as várias DSD, permitindo a representação da anisotropia como função da atenuação.

Como se pode observar pelas figuras abaixo, a anisotropia é complexa. Para a distribuição de Joss-Drizzle, a componente imaginária da anisotropia reveste-se de maior importância, enquanto que Joss-Thunderstorm dá maior relevo à parte real.

TABELA 6-1 - GEOMETRIA DA LIGAÇÃO TERRA-SATÉLITE.

Geometria da Ligação Terra-Satélite	
h_s	10 m
θ	39°
φ	40.63°
f	19.7 GHz
τ	23°

Na Tabela 6-1 encontram-se os parâmetros caracterizadores da geometria da ligação Terra-Satélite considerada, estes definidos de acordo com o formalismo apresentado no capítulo 4.

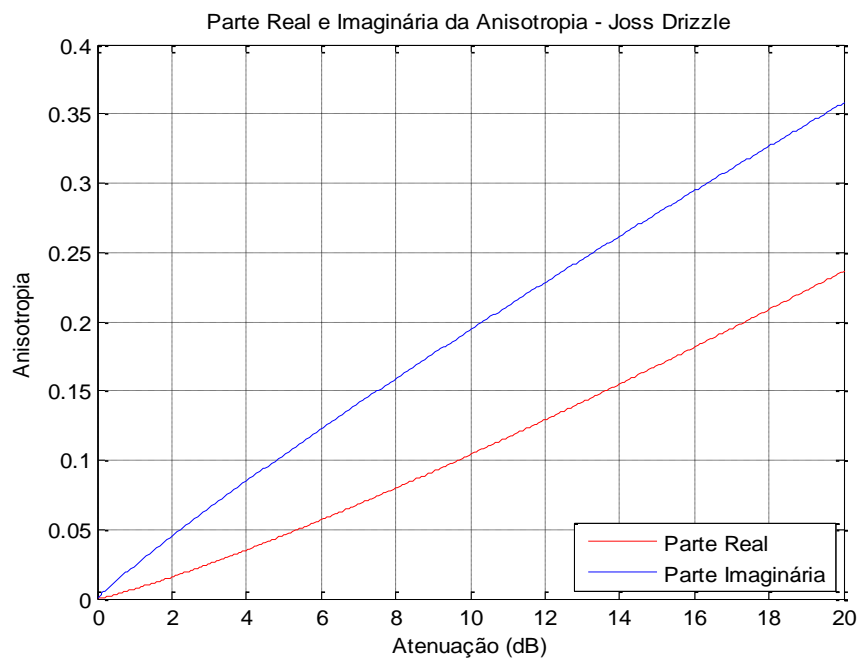


FIGURA 6-3 - ANISOTROPIA PARA JOSS-DRIZZLE.

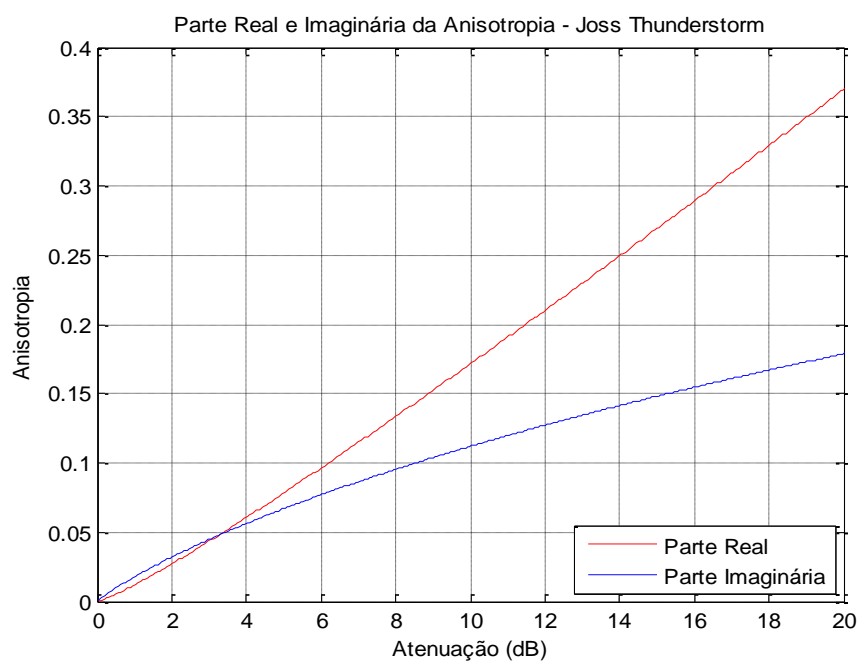


FIGURA 6-4 - ANISOTROPIA PARA JOSS-THUNDERSTORM.

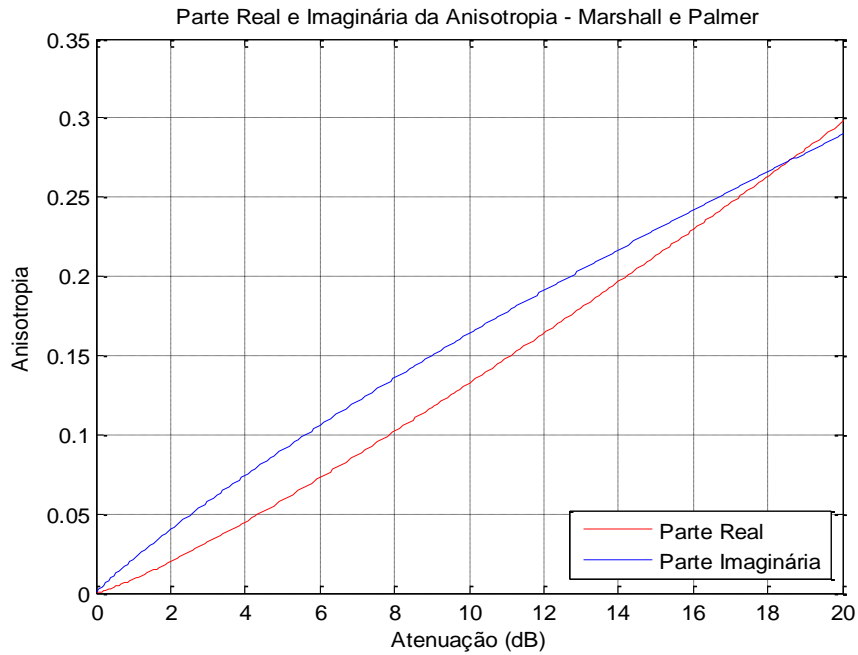


FIGURA 6-5 - ANISOTROPIA PARA MARSHALL E PALMER.

Ainda que até cerca de 19 dB de atenuação a componente imaginária seja mais importante, em Marshall e Palmer encontra-se uma situação intermédia, observando-se uma maior proximidade entre as duas componentes da anisotropia.

Os resultados estão de acordo com o espectável. Afinal, e como se viu anteriormente, Joss-Drizzle valoriza as gotas de menor dimensão, prevendo um número de gotas maiores mais reduzido, e assim reduzindo a preponderância destas gotas de maior dimensão. Gotas mais pequenas são responsáveis por maior avanço/atraso de fase, justificando-se a importância da parte imaginária da anisotropia. Por seu lado, Joss-Thunderstorm prevê um número maior de gotas de maiores dimensões, gotas que contribuem bastante para a atenuação diferencial, dando maior relevo assim à componente real da anisotropia. Marshall e Palmer já era uma situação intermédia das duas primeiras aquando do estudo das distribuições de dimensões das gotas, dando agora uma relevância equiparável a ambas as componentes da anisotropia. De notar, porém, que acima de cerca de 19 dB de atenuação, a relevância das componentes da anisotropia inverte-se (começam a aparecer fenómenos de ressonância nas gotas maiores).

Posto isto, é então necessária a modelação da anisotropia como uma função da atenuação mediante um formalismo matemático que se apresenta abaixo:

$$Re\{D_{anis}\} = \alpha_{1Re}At^{\beta_{1Re}} + \alpha_{2Re}At^{\beta_{2Re}}$$

EQUAÇÃO 6-4

$$Im\{D_{anis}\} = \alpha_{1Im}At^{\beta_{1Im}} + \alpha_{2Im}At^{\beta_{2Im}} \quad \text{EQUAÇÃO 6-5}$$

Efectuando um *fitting* às representações apresentadas usando o formalismo matemático descrito na Equação 6-4 e na Equação 6-5, os parâmetros α_{1Re} , α_{2Re} , β_{1Re} , β_{2Re} , α_{1Im} , α_{2Im} , β_{1Im} e β_{2Im} para as distribuições Joss-Drizzle, Joss-Thunderstorm e Marshall e Palmer figuram-se na Tabela 6-2 e na Tabela 6-3.

TABELA 6-2 - PARTE REAL DA ANISOTROPIA PARA AS DSD JOSS-DRIZZLE, JOSS-THUNDERSTORM E MARSHALL E PALMER.

DSD	$Re\{D_{anis}\}$			
	α_{1Re}	α_{2Re}	β_{1Re}	β_{2Re}
JD	0.006791	0.0001662	1.185	0.02612
JT	-0.008283	0.02151	0.939	1.055
MP	0.0195	-0.009623	1.089	1.031

TABELA 6-3 - PARTE IMAGINÁRIA DA ANISOTROPIA PARA AS DSD JOSS-DRIZZLE, JOSS-THUNDERSTORM E MARSHALL E PALMER.

DSD	$Im\{D_{anis}\}$			
	α_{1Im}	α_{2Im}	β_{1Im}	β_{2Im}
JD	-0.03133	0.05555	0.6892	0.7968
JT	1.579	-1.559	0.9181	0.9199
MP	0.1351	-0.1167	0.6238	0.5391

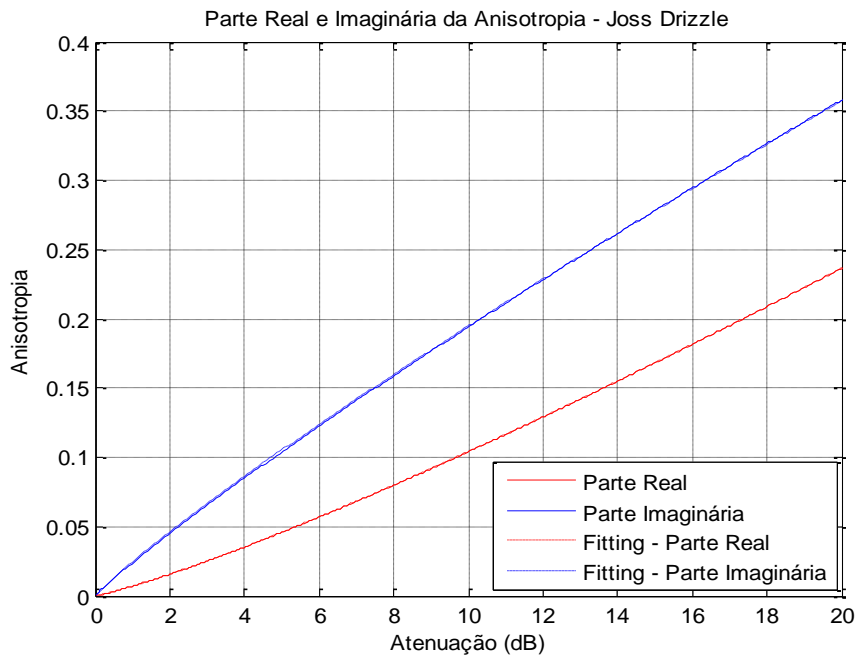


FIGURA 6-6 - ANISOTROPIA E RESPECTIVO FITTING EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO PARA JD.

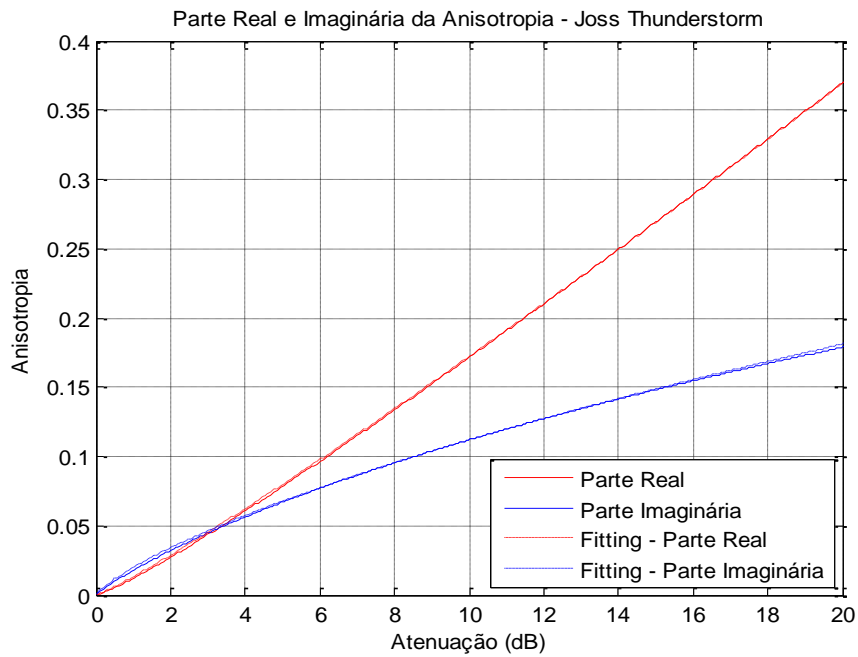


FIGURA 6-7 - ANISOTROPIA E RESPECTIVO FITTING EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO PARA JT.

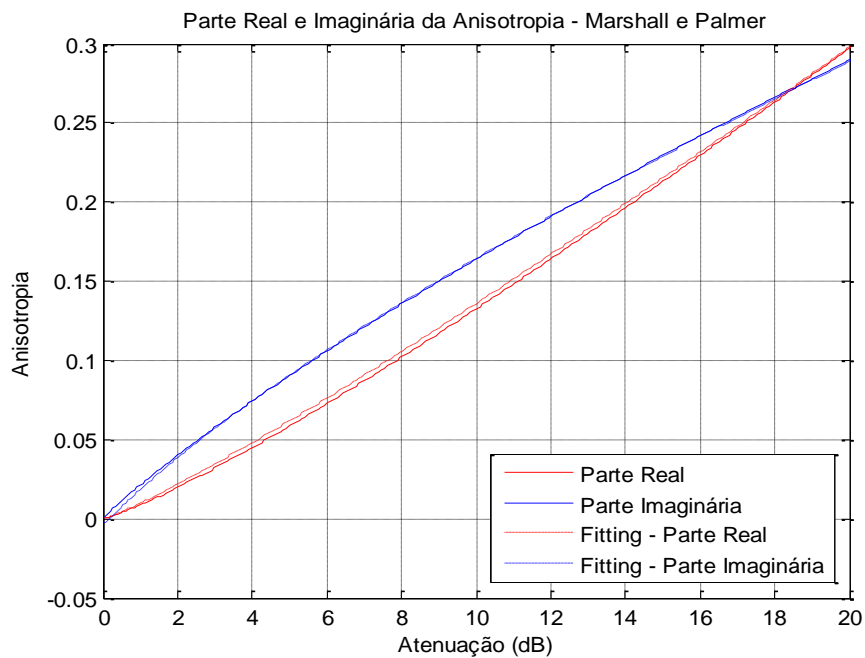


FIGURA 6-8 - ANISOTROPIA E RESPECTIVO FITTING EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO PARA MP.

Por meio da inspeção das figuras Figura 6-6, Figura 6-7 e Figura 6-8 pode-se ter uma ideia da forma pela qual a anisotropia como função da atenuação é aproximada pelos parâmetros descritos na Tabela 6-2 e na Tabela 6-3.

Obtendo-se as expressões para a anisotropia em função da atenuação, é agora possível determinar uma nova matriz de transmissão tendo em vista a determinação do XPD de chuva teórico. De notar que a reconstrução total da matriz de transmissão é impossível, uma vez que se tem em posse, além da geometria de ligação, a anisotropia e não as constantes de propagação associadas aos planos principais do meio. Não obstante, tal não constitui um problema, uma vez que o objectivo é a obtenção do XPD, para o qual o termo multiplicativo $e^{-\left(\frac{\gamma_{II}+\gamma_I}{2}\right)l} \cosh\left(\frac{D}{2}\right)$ na Equação 5-86 anula-se com o termo igual em denominador.

Tomando os parâmetros apresentados nas tabelas acima e as atenuações determinadas para cada DSD, reconstrói-se a matriz de transmissão do meio de chuva para as várias DSD consideradas e calcula-se o XPD teórico associado. Na Figura 6-9 observa-se o XPD em dB previsto para a chuva para cada DSD considerada.

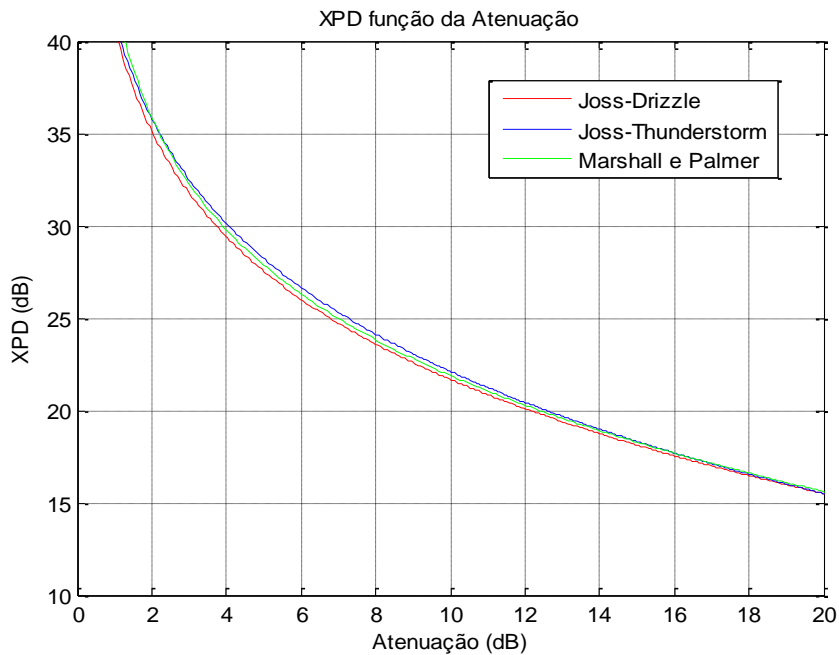


FIGURA 6-9 - XPD TEÓRICO EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO PARA AS VÁRIAS DSD CONSIDERADAS.

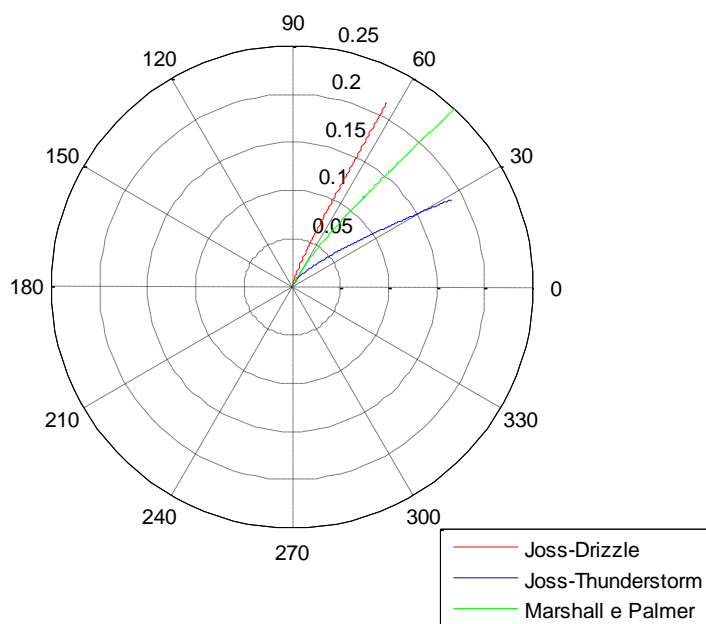


FIGURA 6-10 - GRÁFICO POLAR DO XPD TEÓRICO PARA AS VÁRIAS DSD CONSIDERADAS.

Também o XPD teórico para a chuva se observa na Figura 6-10 num gráfico polar para as várias DSD consideradas. Pela análise da figura se constata a mesma relação já observada para a anisotropia, podendo-se registrar graficamente o concluído a partir da expressão para o XPD: o vector XPD apresenta uma fase que é determinada essencialmente pela anisotropia.

Pode-se desde já adiantar que a separação de chuva e gelo no contexto de um evento, em que as ocorrências das duas populações aparecem de forma bastante clara e diferenciada, pode tornar-se difícil no caso da população de chuva assumir um espectro de dimensões previsto por Joss-Drizzle, uma vez que a anisotropia associada a esta distribuição tem uma componente imaginária muito forte.

Entretanto, na Figura 6-11 pode-se observar a atenuação prevista para as polarizações vertical e horizontal para as várias DSD atentadas, bem como a atenuação prevista pela recomendação ITU-R P.838-3.

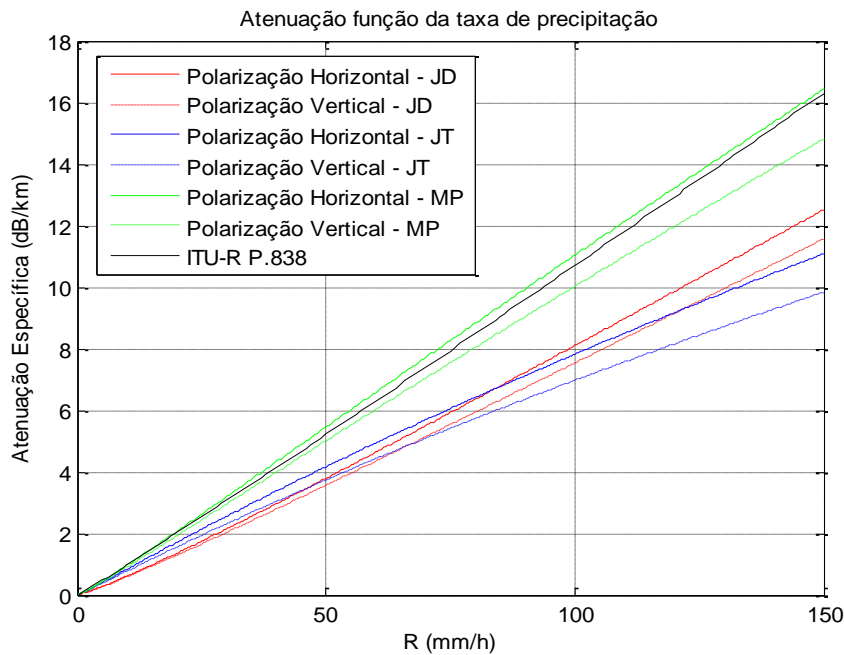


FIGURA 6-11 - ATENUAÇÃO TEÓRICA EM FUNÇÃO DA TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

Como se pode observar, a polarização horizontal é sempre mais castigada por atenuação, comparativamente à polarização vertical, qualquer que seja a distribuição considerada. Para a mesma geometria de ligação, pode-se ainda observar a atenuação prevista segundo o modelo respectivo do ITU que acompanha a distribuição de Marshall e Palmer.

Compreende-se agora a forma pela qual se determina o XPD teórico para a chuva com base na atenuação medida. A seguir abordar-se-á o processamento de dados.

6.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

O processamento dos dados subjacentes ao desenvolvimento do presente trabalho decorre segundo uma cadeia de processos controlada por vários mecanismos.

A Figura 6-12 apresenta a cadeia de processamento da “Aplicação de Análise Semiautomática de Eventos” desenvolvida no sentido de efectivar a filtragem e a validação dos eventos, permitindo depois a análise de todo um conjunto de variáveis com vista à separação dos efeitos da chuva do gelo. Mais ainda, esta aplicação efectiva a separação das duas contribuições e coordena um sistema de ficheiros composto por uma base de dados que é carregada, validada, filtrada e analisada, originando-se ficheiros contendo os dados processados e analisados, assim como todo o conjunto de figuras auxiliares da análise.

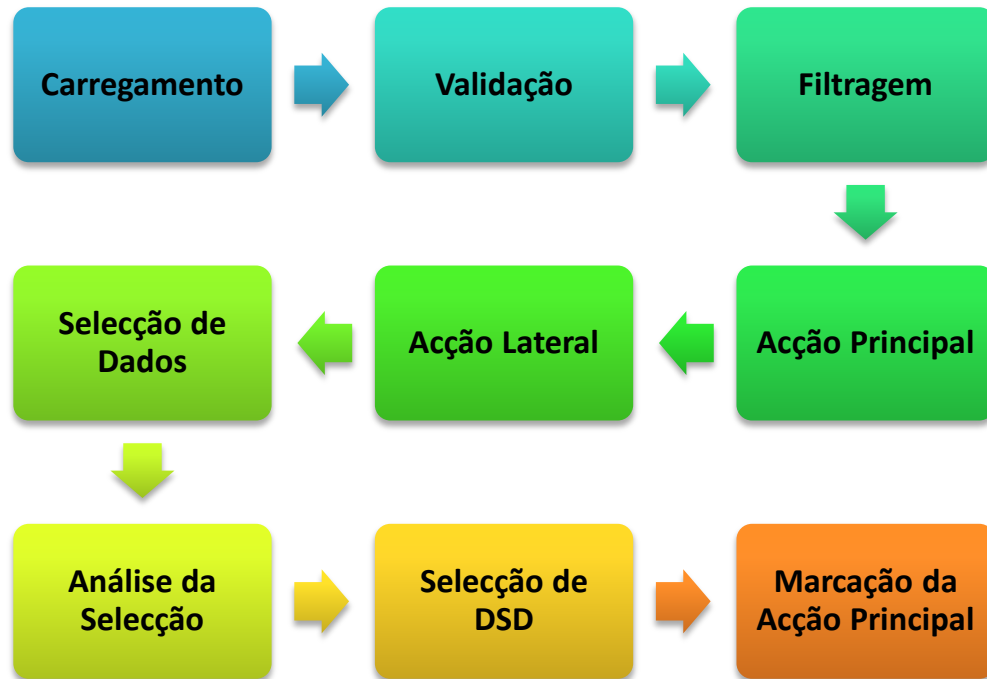


FIGURA 6-12 - FLUXOGRAMA SINTÉTICO DA APLICAÇÃO DE ANÁLISE SEMIAUTOMÁTICA DE EVENTOS.

Os ficheiros produzidos são armazenados automaticamente com o nome na forma “NomeDoEvento_Data_X” onde X representa a subdivisão do evento, ou a corrida correspondente. De facto, a análise de um evento é complexa e não pode, muitas vezes, ser efectuada num único fluxo do fluxograma da Figura 6-12. Na verdade, mecanismos de controlo foram criados, permitindo que um evento possa ser dividido tantas vezes quantas se pretenda, permitindo uma análise mais detalhada, rigorosa e eficaz tendo em vista o principal objectivo da presente dissertação. Assim, um troço de um evento é uma corrida, a qual finda a sua análise, permite a marcação das figuras a partir das quais se pode seleccionar os dados ou troços a analisar, armazenando-se os dados correspondentes, e regressando à análise do evento agora num troço diferente.

6.3.1 CARREGAMENTO E VALIDAÇÃO

Os dados encontram-se numa pasta denominada “Dados”. Iniciando-se a aplicação descrita na Figura 6-12, é apresentado ao utilizador uma listagem do conteúdo da base de dados, permitindo-lhe introduzir o evento que pretende analisar.

Posto isto, o evento é carregado, assim como as suas grandezas associadas listadas na Figura 6-13:

StartSec	• Instante inicial do evento
EndSec	• Instante final do evento
Event_atn	• Atenuação, XPD_{In} e XPD_{Qu}
Event_atn_flag	• Vector de validação
Event_dados	• Outros dados associados ao evento
Event_dados_flag	• Vector de validação

FIGURA 6-13 - DADOS CARREGADOS.

Após o carregamento, os dados são inspeccionados no sentido da averiguação de possíveis flags sinalizadoras de dados inválidos, e que carecem de extração, antes que possam ser tomados em consideração na análise subsequente. Na ocorrência de dados inválidos, o utilizador é notificado da ocorrência, e uma ordem de paragem é emitida.

6.3.2 FILTRAGEM

Não existindo dados inválidos, os mesmos são submetidos a um processo de filtragem no qual se faz uso de um filtro Butterworth passa-baixo de ordem cinco e com frequência de corte de 0.025Hz. Sendo os dados amostrados à frequência de 1 Hz, tem-se que a frequência de corte se situa a $1/40$ da frequência de amostragem.

Na Figura 6-14 apresenta-se a resposta do filtro utilizado. De notar que no eixo das abcissas se encontra a frequência normalizada, pelo que a unidade deverá representar metade da frequência de amostragem. Em frequência normalizada, a frequência de corte será de $0.05 (\times \pi \text{ rad/amostra})$.

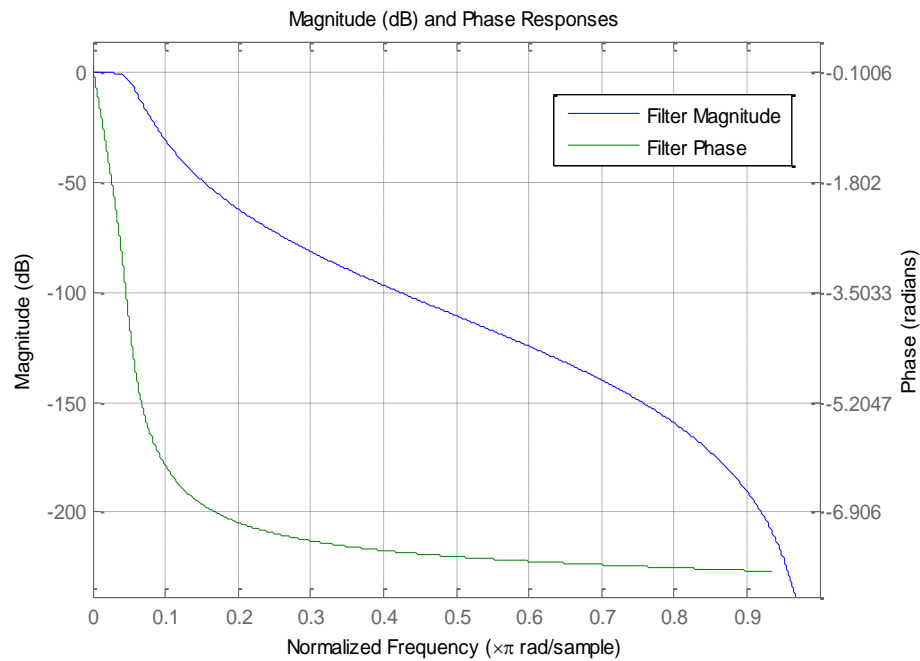


FIGURA 6-14 - RESPOSTA DO FILTRO.

A Figura 6-15 apresenta uma série temporal da atenuação exemplificativa do processo de filtragem que se efectiva pelo processamento dos dados em ambos os sentidos, onde a vermelho se tem o sinal original, e a azul o sinal filtrado.

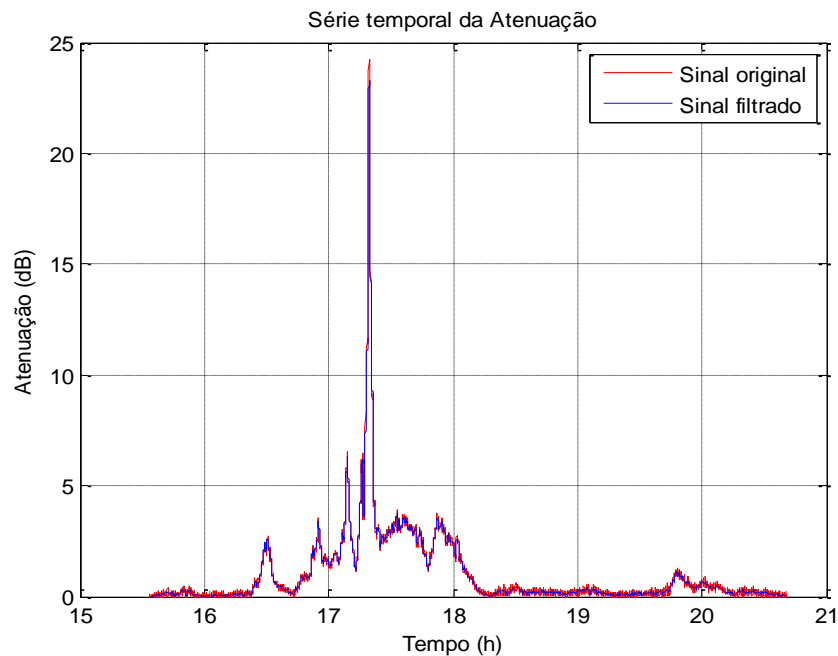


FIGURA 6-15 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO EXEMPLIFICATIVA DO PROCESSO DE FILTRAGEM.

Outros filtros foram testados, como o Chebychev, e outras ordens para os mesmos foram experimentadas. A escolha recaiu sobre o filtro Butterworth, uma vez que o ripple é desvantajoso no contexto da presente aplicação, ainda que o filtro careça de uma ordem mais elevada [53].

Finalmente, e ainda no processo de filtragem, efectua-se a conversão dos instantes inicial e final do evento num vector de tempo em horas que será largamente utilizado.

6.3.3 OUTROS PROCESSOS E METODOLOGIA DE ANÁLISE

Como já referido, a análise de eventos de atenuação e despolarização não é trivial e não se circunscreve à observação de um conjunto de figuras e à tomada de decisão imediata do modelo mais adequado. Na verdade, é necessária uma boa dose de bom senso sem nunca descorar o lastro da interpretação física do comportamento do canal à luz do apresentado anteriormente. Trata-se de uma análise que requer um “olho clínico”, através do qual se perscruta o canal de propagação, procurando modelá-lo por meio de modelos limitados e que, muitas vezes, não satisfazem, ainda, por completo a natureza complexa deste.

O processo subsequente ao processo de filtragem é o descrito como “Acção Principal”, no qual, tomando a atenuação medida, se estimam os valores para o XPD_{In} e para o XPD_{Qu} , isto é, a parte real e imaginária do vector XPD respectivamente. A estimativa é efectuada mediante o processo descrito para a obtenção das previsões teóricas, fazendo-se uso da Equação 6-4 e da Equação 6-5 para a obtenção da anisotropia a partir da atenuação medida. Posto isto, a reconstrução parcial da matriz de transmissão para um meio de chuva tem lugar e o XPD previsto é calculado (XPD_{In} , XPD_{Qu} e XPD_{dB}).

Este processo desencadeia três séries temporais para todo o evento, sobrepondo ao mesmo tempo as previsões teóricas para o XPD_{In} e para o XPD_{Qu} aos respectivos valores medidos. Passa assinalar os valores medidos e os valores teóricos usar-se-á a indicação (D) para apenas valores medidos, (T) para apenas valores teóricos e (D+T) para a sobreposição dos valores medidos e teóricos. A indicação (REC) significa reconstrução.

As figuras desencadeadas, e listadas na Figura 6-16, permitem desde logo fazer uma análise geral do que ocorre, permitindo-se observar discrepâncias dos valores medidos face aos previstos teoricamente, o que é à partida indicativo da presença de uma população que não a chuva. De salientar que as figuras desencadeadas por este processo mantêm-se durante toda a análise.

Em “Acção Lateral” efectiva-se o cálculo do XPD medido em dB e desencadeia-se mais um conjunto de figuras cuja listagem pode ser consultada na Figura 6-17.

A série temporal do XPD_{dB} permite tirar similares conclusões às obtidas do processo anterior, permitindo, porém, uma avaliação concreta da magnitude da despolarização em análise.

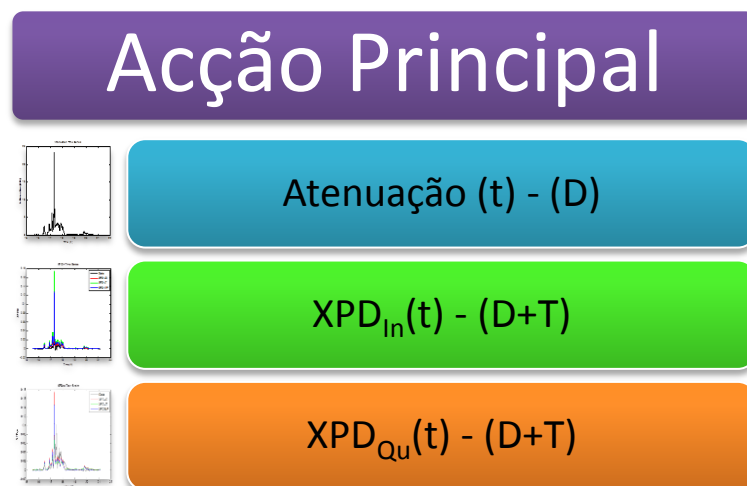


FIGURA 6-16 - AÇÃO PRINCIPAL.

No sentido da avaliação da evolução do XPD e da atenuação em simultâneo são também desencadeadas figuras que representam simultaneamente as componentes do XPD e da atenuação ao longo do tempo. Destas, a figura mais importante será aquela que representa o XPD em dB, uma vez que permite avaliar possíveis ocorrências de gelo, de chuva e de chuva e gelo [54].

O gráfico polar, onde se representam o XPD medido e o XPD previsto teoricamente para cada DSD, é uma fonte de informação de suma importância. É nesta figura que se pode observar concretamente a distribuição do evento de despolarização ao mesmo tempo que se pode desde logo prever uma distribuição mais adequada à sua modelação.

Naturalmente que o canal de propagação não é bem comportado e, desta maneira, um evento não seguirá perfeitamente uma distribuição, podendo até seguir mais do que uma na totalidade da sua ocorrência. Assim, é fundamental que se encontrem os troços do evento para os quais o mesmo segue cada distribuição.

A ocorrência de gelo e de chuva de uma DSD é uma situação, à partida, fácil de analisar, separando-se com relativa facilidade o gelo da chuva no contexto do mesmo evento bem estruturado. Podem, não obstante, ter lugar, pontualmente, eventos nos quais o gelo se imiscua com a chuva a um ponto crítico onde a separação concreta pode não ser possível, a menos que o evento se divida indefinidamente em troços sucessivamente menores até atingir uma magnitude incontrolável. No entanto, no âmbito de presente trabalho, a última situação é contornada pela correcta modelação da chuva e pelo desenvolvimento

apresentado na Equação 5-102, ainda que se tenham dividido eventos acima da dezena de corridas.

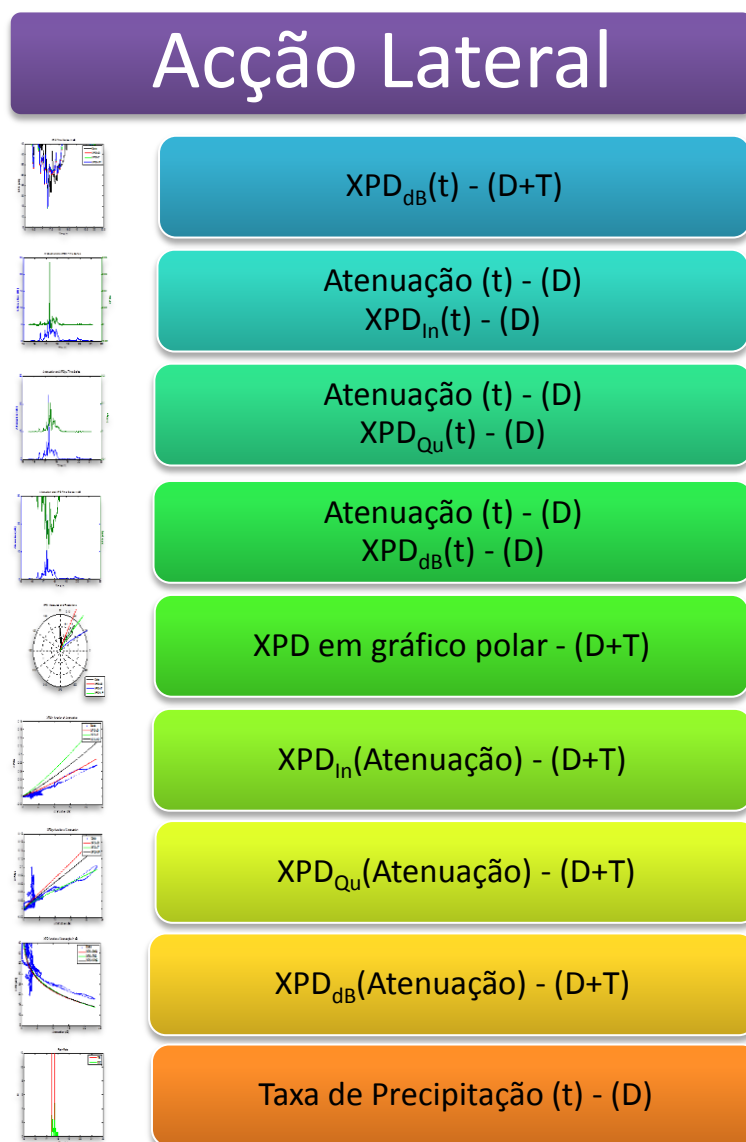


FIGURA 6-17 - ACÇÃO LATERAL.

Podem-se desde já adiantar as possibilidades de classificação em cada corrida: Chuva JD, Chuva JT, Chuva MP e Gelo.

A ocorrência de apenas chuva poderá facilitar a análise, desde que esta siga uma única DSD, o que não é geralmente o caso. De outra forma, uma análise minuciosa conducente à separação das distribuições é necessária. Por outro lado, a ocorrência de apenas gelo é fácil de identificar e é a situação mais simples de análise, por oposição à ocorrência de gelo e chuva de várias DSD que é a situação mais complexa.

Um número infinito de combinações possíveis de ocorrência existe e não é de todo útil a sua exposição.

A representação das componentes do XPD em função da atenuação fornece também informação importante: o desvio abrupto dos dados face às previsões teóricas é representativo de gelo. A representação do XPD_{in} em função da atenuação manifesta-se prioritária face à mesma representação para a componente em quadratura, uma vez que a componente em quadratura pode estar contaminada com gelo. Assim, a representação em fase é mais importante para a averiguação da existência de gelo e da distribuição de dimensões mais adequada. Porém, na prática esta não é a melhor fonte de informação no que concerne à DSD correcta. O contexto é fundamental, e surgem casos onde se observa uma indicação contrária aquela que as restantes figuras sugerem. Deve-se destacar que tal dever-se-á ao facto de, até então, não se ter aplicado um factor correctivo da anisotropia de chuva.

A representação do XPD em dB função da atenuação não fornece, geralmente, grande informação adicional às anteriores respeitantes às componentes em fase e em quadratura do XPD, dando no entanto uma ideia importante da relação estabelecida e da magnitude de despolarização adicional introduzida por gelo.

Finalmente, a taxa de precipitação obtida por meio dos dois pluviómetros é representada, sendo mais útil a obtida por conta gotas. Face à falta de correlação entre os parâmetros meteorológicos medidos na localização da estação terrestre e os dados medidos de atenuação e despolarização, recorrentes da geometria de ligação em trajecto inclinado, esta representação não fornece dados de relevo para o estabelecimento das decisões necessárias. Fornece, no entanto, uma ideia das condições envolventes, não necessariamente no trajecto Terra-Satélite atravessado.

Observam-se algumas situações em que se mede atenuação significativa, e até despolarização, sem ocorrência de precipitação. Tanto esta pode não ocorrer, como se constatarem situações nas quais a precipitação ocorre mais tarde, em simultâneo com a continuidade do evento ou mesmo depois de este cessar, sugerindo um avanço das condições meteorológicas na direcção da estação terrestre. No caso particular do último, recorrendo às medidas da velocidade e direcção do vento, poder-se-ia mapear e representar o esquematicamente o evento no tempo e no espaço.

O perfil horizontal da precipitação descrito anteriormente é confirmado desta forma, ocorrendo situações nas quais se tem forte precipitação, seguida de precipitação leve, contínua e duradoura. O registo de precipitação classificada como JD, seguida de precipitação classificada como MP ou JT para depois terminar novamente com a distribuição JD não é, de igual forma, incomum. Esta classificação pode-se relacionar com

as condições meteorológicas posteriormente observadas, mas geralmente tal não acontece.

Finda a análise preliminar do evento e tendo-se encontrado evidências da ocorrência de gelo, procurou-se, sempre que possível, separar de imediato esta contribuição.

Por selecção de uma das figuras decorrentes do processo “Acção Principal” num menu pode-se seleccionar o troço do evento que se pretende analisar em particular e em maior detalhe. A escolha da figura depende de evento para evento, tendo-se dado maior relevância às séries temporais da atenuação e da parte imaginária do XPD. A este processo chamou-se “Seleccção de Dados”.

Após a selecção dos dados, as figuras decorrentes do processo “Acção Lateral” são fechadas e um novo conjunto de figuras é desencadeado, agora para o troço do evento pretendido. Entra-se, desta forma, no contexto de uma corrida e no processo designado “Análise da Seleccção”.

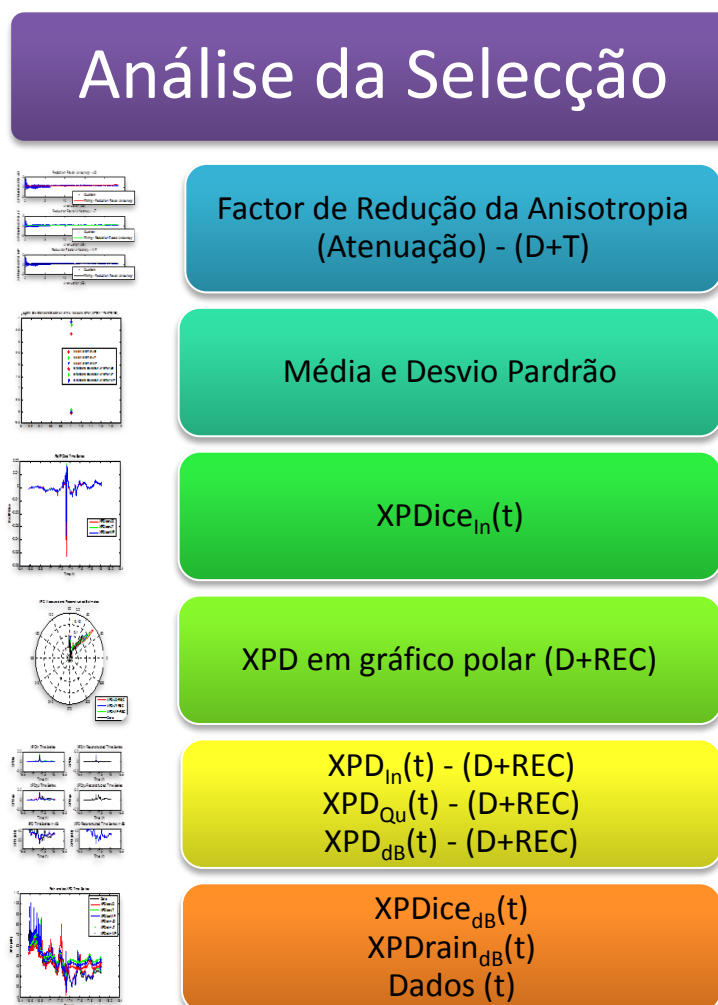


FIGURA 6-18 - ANÁLISE DE SELECÇÃO.

As figuras desencadeadas por este processo são as mesmas já apresentadas para os processos “Acção Principal” e “Acção Lateral”, desencadeando-se adicionalmente outras figuras que se revestem de grande importância e listadas na Figura 6-18.

Este processo leva a cabo um ponto crucial da análise de eventos: a determinação do factor de redução da anisotropia para cada DSD, já mencionado anteriormente. Este factor multiplicativo das previsões teóricas para a anisotropia de chuva é determinado à custa do *fitting* de segunda ordem do quociente entre a parte real do XPD medido e a parte real do XPD teórico em função da atenuação, uma vez que o XPD é genericamente proporcional à anisotropia.

$$fra (At) = fitting \left[\left(\frac{XPDm_{In}}{XPDt_{In}} \right) (At) \right] \quad \text{EQUAÇÃO 6-6}$$

Idealmente, dever-se-iam determinar dois factores: um dedicado à parte real e outro à parte imaginária da anisotropia. Contudo, a determinação precisa destes factores implicaria por si que o presente trabalho já tivesse sido desenvolvido no passado, uma vez que ter-se-ia conhecimento do peso relativo de cada população para a despolarização, inclusive a da chuva, assim como se teria um melhor entendimento da heterogeneidade do canal rádio num meio chuvoso. Não sendo possível determinar com precisão estes parâmetros, circunscrevemo-nos aquilo que se tem posse, a parte real do XPD medido e a parte real do XPD previsto teoricamente, uma vez que a componente em quadratura poderá estar contaminada por gelo, não fornecendo um parâmetro minimamente fiável, principalmente nas condições em que se sabe existir gelo.

Não obstante, a componente em fase do XPD medido é mais representativa, já que é causada por atenuação diferencial que o gelo não tem, pelo que é tomada como referência.

Adicionalmente, além da determinação automática do factor de redução da anisotropia, o utilizador tem oportunidade de escolher introduzir um valor que ache razoável e adequado, ignorando-se o factor calculado pelo método supracitado.

Posto isto, a correcção da anisotropia teórica para cada DSD efectiva-se por:

$$D_{anis_C} = D_{anis} \times fra \quad \text{EQUAÇÃO 6-7}$$

Permitindo recalculer a matriz de transmissão parcial do meio de chuva e, assim, o XPD para cada DSD.

No sentido de um maior controlo sobre este parâmetro, determina-se e representa-se ainda o erro absoluto entre as componentes reais do XPD medido e teórico já afectado do

factor de redução da anisotropia, a que se chamou vulgarmente “XPD de chuva corrigido”. Adicionalmente calculou-se o desvio padrão deste erro.

Idealmente, se o meio se tratasse de um meio longitudinalmente homogéneo com planos principais, composto apenas por chuva e obedecendo às DSDs e com as formas de gotas previstas, o factor de redução da anisotropia seria unitário, e o erro supracitado nulo. Aplicando um factor de redução adequado, espera-se corrigir as previsões teóricas iniciais de tal forma que estas se coadunem com o canal de propagação real, minimizando-se tanto quanto possível o erro absoluto. Esta metodologia é, à partida, conducente a uma modelação correcta, mas cuidado é necessário aquando da escolha do factor. A introdução de um valor insensato pode levar a uma modelação errada, ainda que aparentemente correcta, pelo que o valor da representação do erro e do desvio padrão associado é sempre relativo ao contexto gerado pelas restantes figuras.

Ainda no processo de “Análise da Selecção” efectiva-se a extracção do gelo descrita na Equação 5-102. Para tal, tomam-se o XPD medido e o XPD de chuva corrigido efectuando-se a diferença entre o primeiro e o segundo, e multiplicando-se esta diferença pelo quociente entre o quarto e o primeiro parâmetro da matriz de transmissão parcial de chuva, esta calculada com base numa anisotropia já corrigida pelo factor de redução supracitado.

No sentido da averiguação da qualidade do valor determinado para o XPD de gelo, apresenta-se, numa série temporal, a sua componente real, que idealmente seria nula mas que na prática não o é. Imperfeições de calibração de fase do equipamento e heterogeneidades do canal de propagação Terra-Satélite estão na origem desta ocorrência. Para os restantes desenvolvimentos, a componente em fase do XPD de gelo é descartada.

Imagine-se um evento cuja ocorrência se deve exclusivamente a chuva. Teoricamente, contando que se toma a DSD correcta, o XPD de gelo será nulo. Porém, a existência de gelo adicional à chuva levará a que as componentes em quadratura do XPD se anulem parcialmente, sendo o excesso atribuído ao gelo. Compreende-se agora quão fundamental é a determinação correcta da DSD associada ao evento. A escolha, por exemplo, da distribuição JT de forma errada, levará à atribuição errónea de um valor superior para o XPD de gelo, tal como a escolha errónea da distribuição JD leva à determinação incorrecta do XPD de gelo, com a agravante da inversão de fase do vector XPD de gelo. Repare-se, contudo, que a ocorrência isolada de gelo levará a que o factor de redução da anisotropia seja nulo, e portanto, a menos do quociente T_{HH}/T_{VV} , toda a componente em quadratura do XPD medido (idealmente a única contributiva para a

medida) seja atribuída com certeza ao XPD de gelo. Justifica-se, desta maneira, a importância da separação concreta da chuva e do gelo no contexto de um mesmo evento.

Problemática é ainda a decisão da ocorrência de apenas gelo, quando se teria chuva modelada por JD ou vice-versa. Ainda que a contribuição para o XPD de gelo seja mais reduzida quando comparada com JT, efectua-se uma modelação errada do canal de propagação. Em princípio, esta ocorrência, e outras similares, podem ser, e são, alertadas pela reconstrução dos dados medidos usando a Equação 5-100, onde se toma o quociente entre o primeiro e o quarto parâmetro da matriz de transmissão parcial de chuva, determinada por uma anisotropia já corrigida, a componente em quadratura do XPD de gelo e o XPD de chuva corrigido. Na situação descrita acima, tomar a ocorrência como sendo gelo, em vez de chuva JD, levará à determinação de um valor reduzido para o XPD de gelo, uma vez que o factor de redução da anisotropia determinado será nulo e, assim, a reconstrução dos dados por este meio será fraca. Também na situação contrária, tomando por chuva JD a ocorrência de gelo leva a uma reconstrução imperfeita, gerando-se uma componente em fase do XPD de gelo negativa, subestimando-se o XPD de gelo e sobrestimando-se o XPD de chuva. A reconstrução perfeita dos dados é, desta maneira, um factor indicativo de que o processo de análise decorre adequadamente.

Não obstante, alguns problemas podem ocorrer e assim, a reconstrução não é uma indicação definitiva. Repare-se que, a menos do quociente envolvido que é essencialmente unitário, a reconstrução efectiva-se pela soma de duas quantidades, uma das quais depende da outra. Aqui, o papel do factor de redução da anisotropia é uma vez mais central, pois a sobrestimação da chuva levará à subestimação do gelo, e a subestimação da chuva levará à sobrestimação do gelo. A não ser que a componente real determinada para o XPD de gelo seja substancial e preponderante no XPD total, desde que a soma das duas quantidades seja tal que a reconstrução é adequada aos valores medidos, poder-se-ia dizer que todo o processo decorreu em conformidade, tendo-se, porém, determinado valores erróneos para cada uma das grandezas que se pretende separar.

Muitos dos problemas apresentados, assim como problemas decorrentes da escolha errada da DSD no contexto de um evento composto por apenas chuva, podem permanecer camuflados numa representação em série temporal das grandezas de despolarização consideradas em dB, pelo que, além da análise cuidada desta representação, os problemas eventualmente existentes são descortinados pela representação em gráfico polar o XPD medido e do XPD reconstruído para cada DSD, representação bastante importante, pois permite a avaliação da qualidade da reconstrução para cada componente do XPD expondo grande parte dos erros passíveis de ocorrer.

Finalmente, a representação da série temporal do XPD de chuva corrigido, para cada DSD, do XPD de gelo, para cada DSD e do XPD medido é efectuada. Esta figura, em conjunto com a representação em gráfico polar do XPD medido e reconstruído é a melhor indicação da veracidade associada ao factor de redução da anisotropia empregue, permitindo compreender onde se encontra a chuva e o gelo, fornecendo ao mesmo tempo uma indicação forte da DSD mais adequada para caracterizar e modelar o evento.

Como referido, nenhuma figura vale por si, e cada uma reveste-se de uma importância própria. Fundamental é a assunção de bom senso, perspicácia e intuição, sem nunca descorar em simultâneo a fenomenologia da despolarização e o contexto de toda a diversidade de informação oferecida por cada fonte.

Findo este processo, o utilizador tem oportunidade de escolher um troço diferente para análise. Estando satisfeito, e pretendendo avançar, desencadeia-se um processo de armazenamento das figuras obtidas, e é solicitado ao utilizador que escolha, num menu, qual a melhor DSD modeladora do evento, podendo adicionalmente optar por gelo.

A opção de ruído foi também introduzida, permitindo-se a sua escolha aquando de eventos sem despolarização, situações nas quais o XPD medido surge como que um ruído em torno da origem devido ao ruído branco gaussiano que persiste das medidas.

As opções de gelo ou ruído não desencadeiam quaisquer figuras, porém, dependendo da DSD, todo o conjunto de figuras associado ao processo “Análise da Selecção” é desencadeado, agora apenas para a DSD tomada em consideração. Finda a análise particular das mesmas figuras para a DSD escolhida, e portanto, findo o processo “Selecção de DSD”, o utilizador tem a oportunidade de escolher outra DSD, considerando que a primeira escolha não é adequada. Por outro lado, pretendendo avançar, todos as figuras desenvolvidas, dados medidos e variáveis obtidas são armazenados e as figuras associadas ao processo “Acção Principal” são marcadas apresentando ao utilizador o troço analisado.

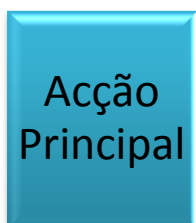
Findo o processo “Marcação da Acção Principal” o utilizador poderá terminar a análise do evento, ou, por oposição, poderá continuar, sendo encaminhado para o processo “Selecção de Dados”.

6.4 EXEMPLOS

Apresentam-se a seguir apenas três exemplos elucidativos da metodologia de análise aplicada a um evento composto de chuva, de gelo e de chuva e gelo.

6.4.1 CHUVA

Inicia-se esta série de exemplos com um evento composto por chuva, e apenas chuva, que foi classificada como seguindo a distribuição de Joss-Drizzle. O evento ocorreu no dia 4 de Novembro de 2009 e é o segundo identificado neste dia.



Primeiramente, após os processos de carregamento, validação e filtragem tem-se a “Acção Principal” que permite a análise das Figura 6-19, Figura 6-20 e Figura 6-21.

Da análise da série temporal da atenuação se compreende desde logo que se trata de um evento de atenuação modesta, excedendo pouco mais do que 8 dB. Um pico de atenuação bem evidente é apresentado, sugerindo desde logo a possibilidade de existência de chuva. Afirmar no entanto a existência de chuva é uma acção precipitada, sem a análise de outras fontes de informação.

A componente em fase do XPD medido ao longo do tempo sugere alguma discrepância entre as previsões iniciais e o medido efectivamente, principalmente no intervalo temporal de maior atenuação. Ainda que tal ocorrência seja indicativa de gelo, precipitado seria afirmar de imediato a sua existência. Na verdade, a única conclusão segura será que a componente em fase é reduzida, podendo

significar a existência de gelo ou chuva JD.

Avançando sobre a série temporal do XPD em quadratura, e tomando o intervalo temporal de maior atenuação, regista-se um aumento desta componente do XPD, ainda que discrepâncias entre o valor medido e as previsões teóricas existam. Não esquecer que o factor de redução da anisotropia é imposto subsequentemente. O incremento desta grandeza, no mesmo intervalo em que se regista um ligeiro incremento da componente em fase sugere, atendendo à magnitude das duas componentes, tratar-se de um troço de chuva JD, conclusão suportada pela magnitude da atenuação, sugestiva de chuva.

Atente-se no intervalo temporal pouco antes das 23,5 h onde se observa um incremento da atenuação. Não se observando alterações nos padrões das medidas para as componentes do XPD, este intervalo não é, à partida, significativo para os objectivos desta dissertação, mas uma análise dedicada a este troço livra o utilizador de negligência na análise. Pode-se desde já adiantar que tal análise foi efectuada, não se registando quaisquer resultados de interesse.

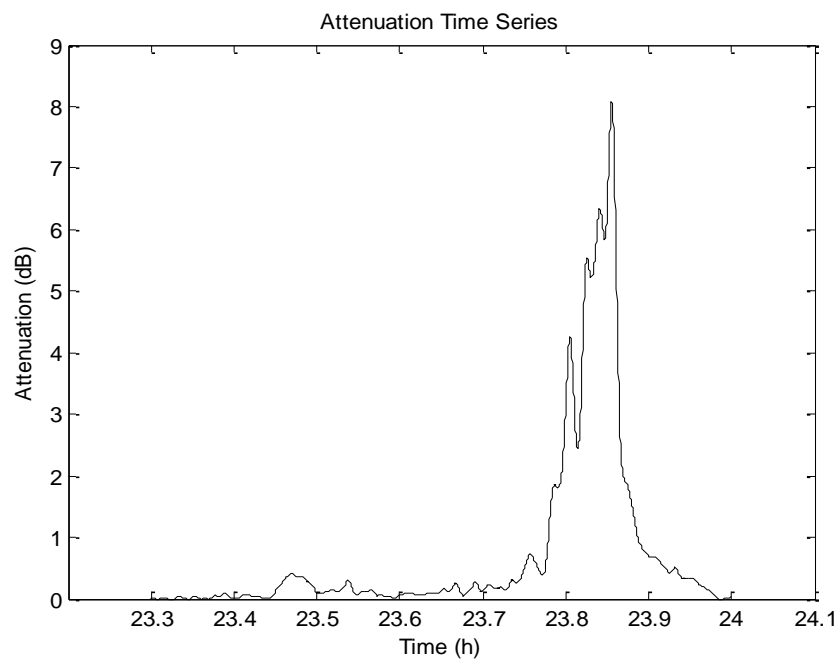


FIGURA 6-19 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

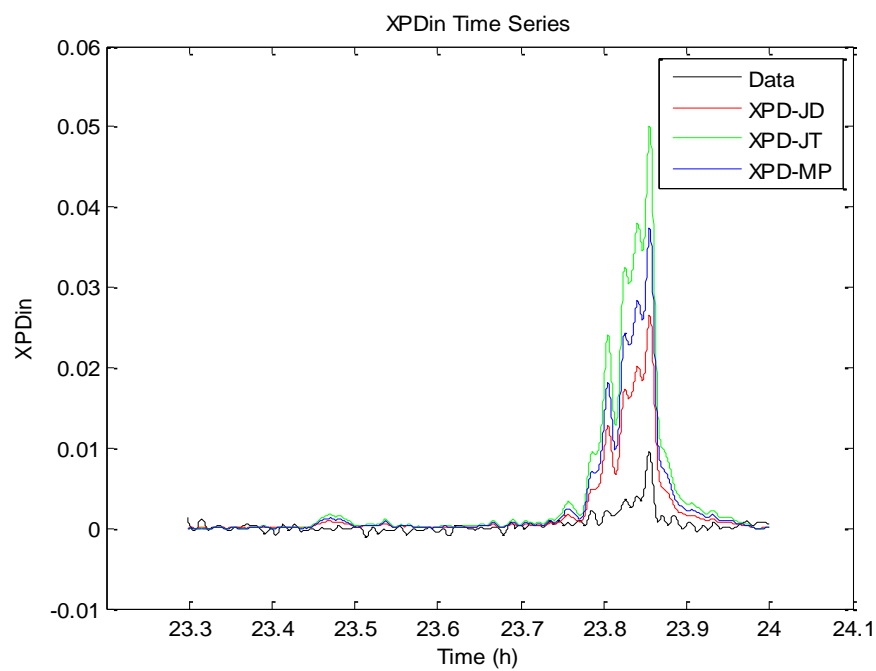


FIGURA 6-20 - SÉRIE TEMPORAL DA COMPONENTE EM FASE DO XPD MEDIDO COM SOBREPOSIÇÃO DAS PREVISÕES TEÓRICAS.

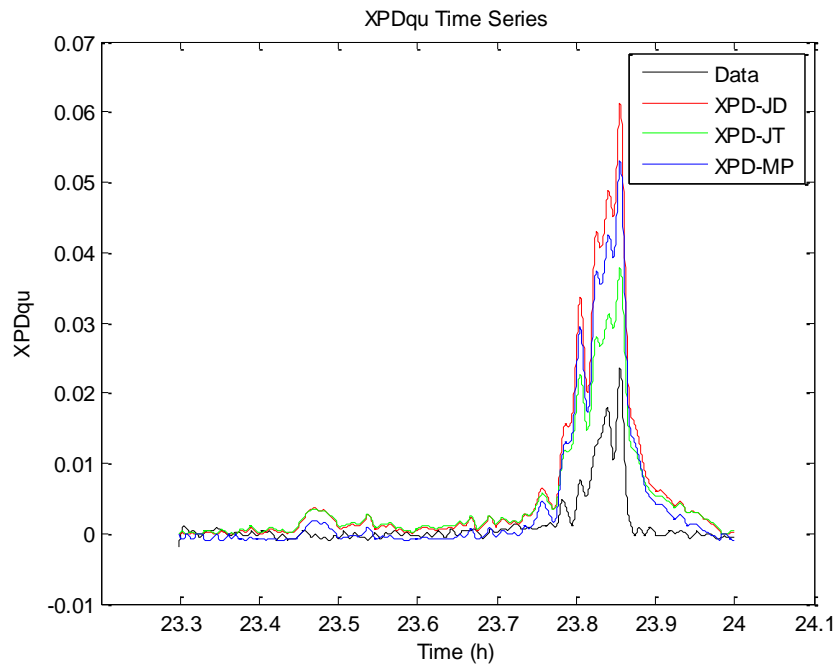


FIGURA 6-21 - SÉRIE TEMPORAL DA COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD MEDIDO COM SOBREPOSIÇÃO DAS ESTIMATIVAS TEÓRICAS.

Acção
Principal

Acção
Lateral

Análise
da
Seleção

A “Acção Lateral” desencadeia novas fontes de informação que permitem aprofundar a natureza do evento.

A primeira figura representa a série temporal do XPD medido em dB e as respectivas previsões teóricas. No caso particular deste evento, esta figura não fornece nenhuma informação de relevo, uma vez que existe claramente uma discrepância entre as previsões e o que é realmente medido, sendo isto indicativo da imperatividade de um factor de redução da anisotropia. Regista-se, porém a despolarização máxima de 31.9 dB.

As Figura 6-23, Figura 6-24 e Figura 6-25 não acrescentam nova informação de relevo, permitindo, no entanto efectuar uma análise similar à desenvolvida em “Acção Principal” de forma mais rigorosa. A Figura 6-25 fornece adicionalmente uma pista importante do intervalo temporal de maior importância no evento, ao mesmo tempo que a relação das magnitudes da atenuação e do XPD fortalece a conjectura de existência de apenas chuva. Cuidado é necessário a avaliar estas figuras, atentando-se sempre na magnitude do eixo correspondente ao XPD.

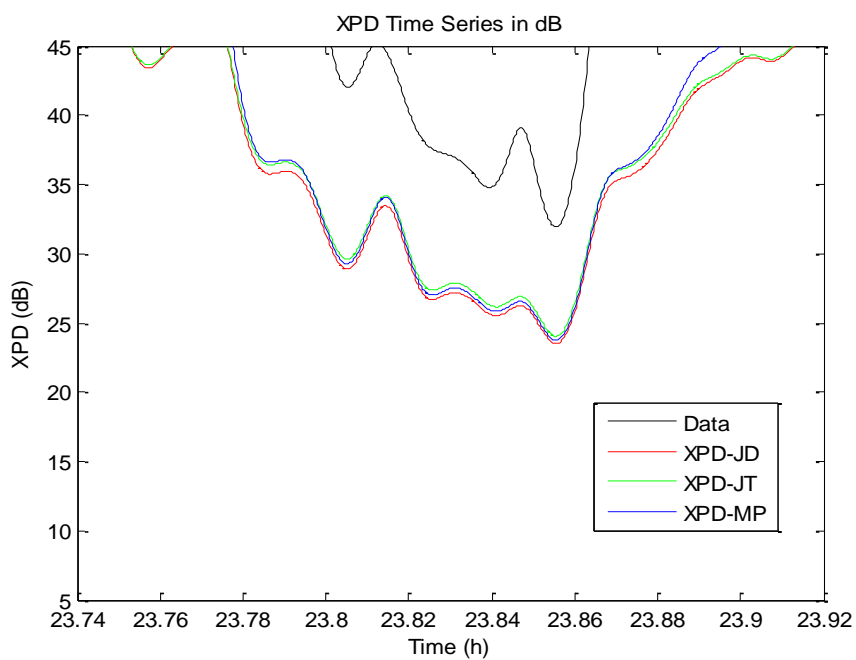


FIGURA 6-22 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD COM PREVISÕES TEÓRICAS EM SOBREPOSIÇÃO.

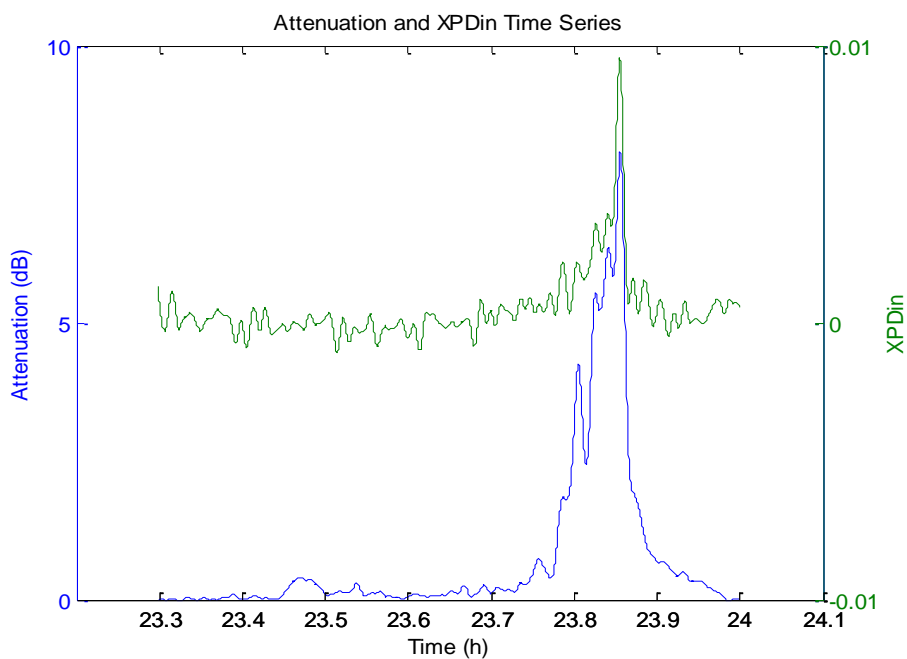


FIGURA 6-23 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O XPD EM FASE MEDIDO.

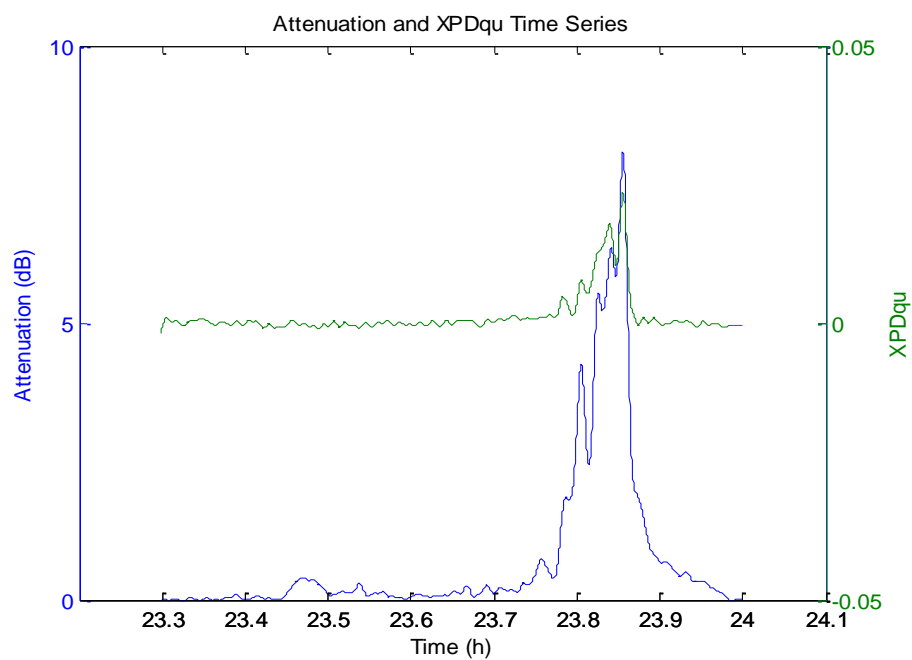


FIGURA 6-24 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O XPD EM QUADRATURA MEDIDO.

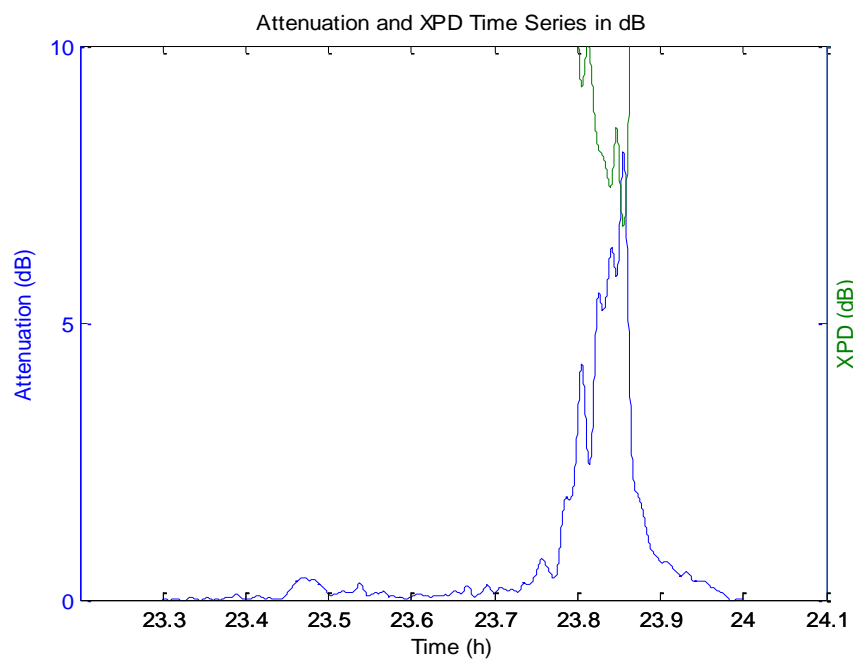


FIGURA 6-25 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O EM XPD MEDIDO.

Posto isto, a figura em análise subsequente é a representação em gráfico polar do XPD medido com a sobreposição das respectivas previsões teóricas, e que se encontra na Figura 6-26.

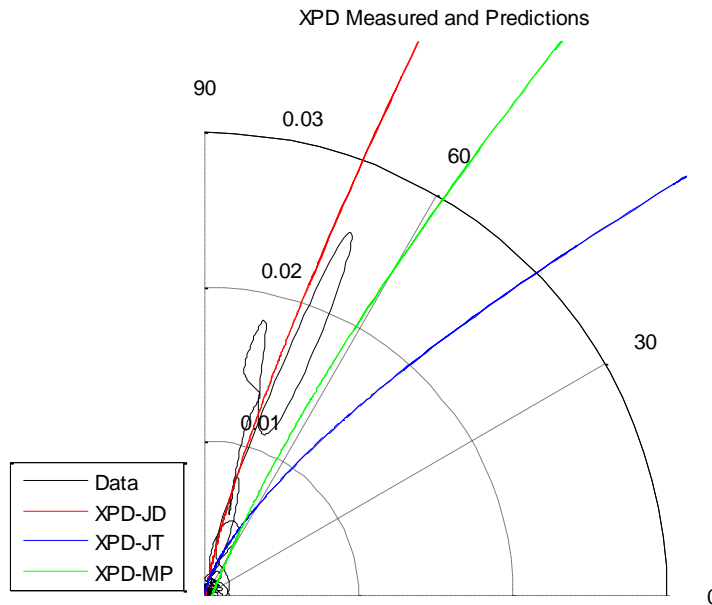


FIGURA 6-26 - GRÁFICO POLAR DO XPD MEDIDO E RESPECTIVAS PREVISÕES TEÓRICAS.

Observa-se desde logo a inexistência de gelo e, como se pode constatar, apesar de para baixa despolarização as três DSD confundirem-se, nesta ocorrência, o evento segue claramente a distribuição de Joss-Drizzle, conclusão que só é definitiva após a análise das restantes figuras. De salientar que é possível observar a progressão temporal do evento com o registo de um aumento da despolarização que se reduz depois e para voltar a incrementar e diminuir finalmente. Repare-se no pequeno novelo na origem dos eixos e do evento de despolarização. Tal significa que partes do evento deverão conter esta contribuição (nula) representativa de ruído.

Pela aparência do evento de despolarização, será, à partida, fácil a extracção da chuva, uma vez que apenas uma DSD se encontra presente.

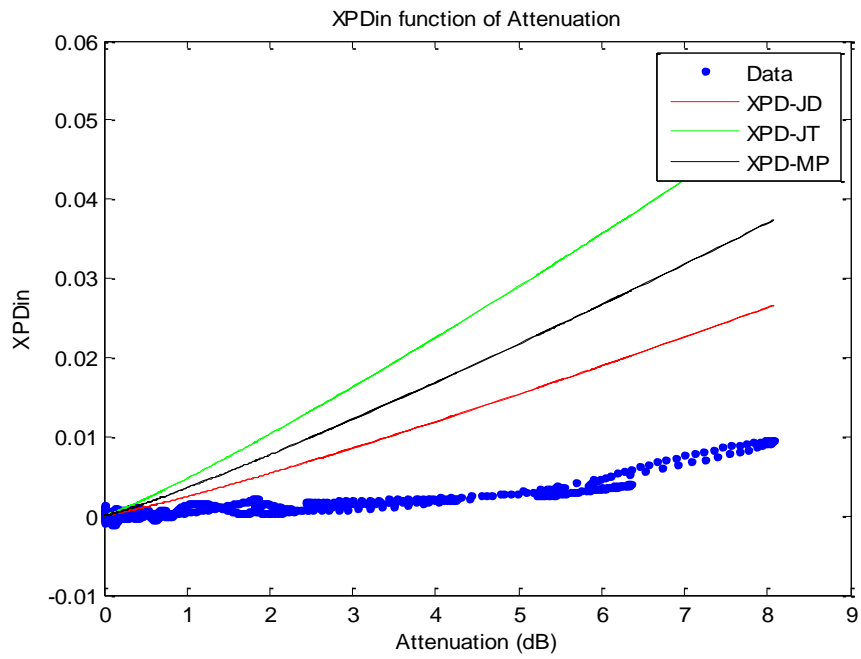


FIGURA 6-27 - XPD EM FASE FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

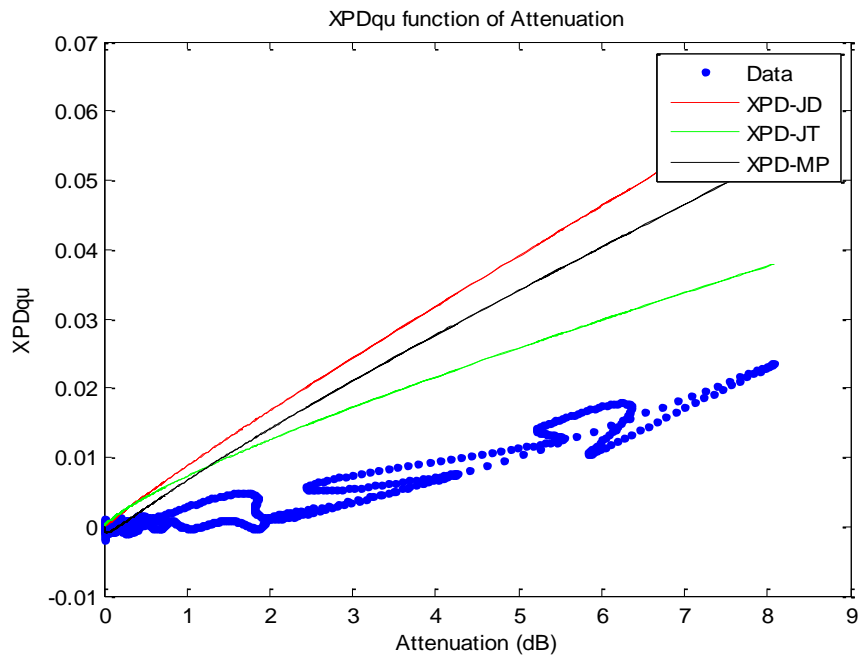


FIGURA 6-28 - XPD EM QUADRATURA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

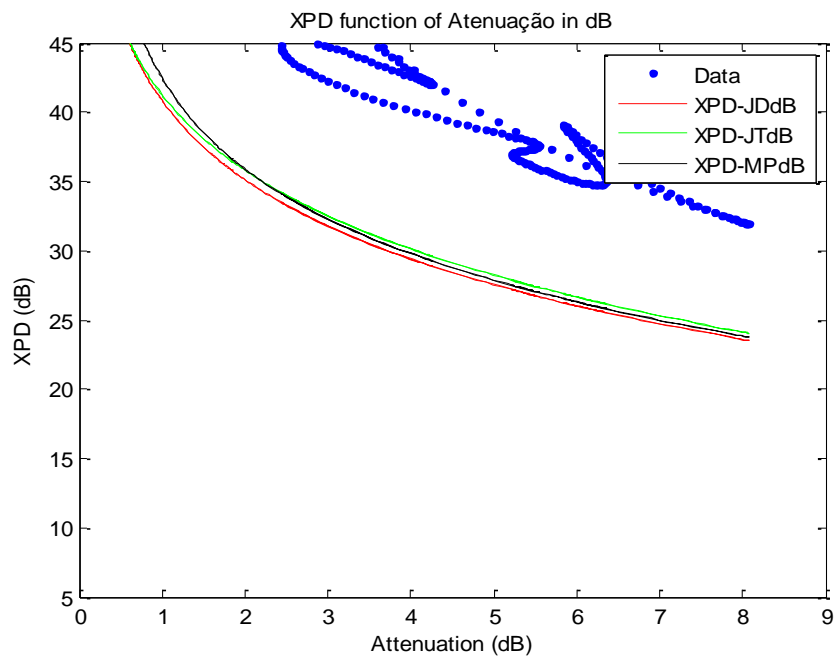


FIGURA 6-29 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

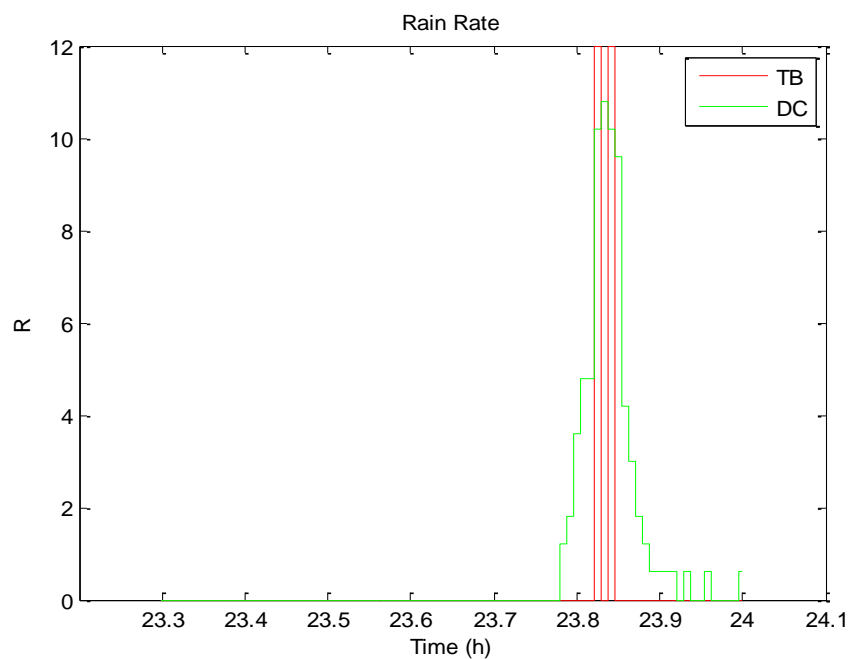


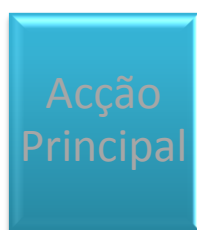
FIGURA 6-30 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO TB (PLUVIÓMETRO DE BALDE) E DC (PLUVIÓMETRO DE CONTA GOTAS).

A análise das Figura 6-27, Figura 6-28 e Figura 6-29 revela uma vez mais uma clara discrepância entre os dados medidos e as previsões teóricas iniciais. No entanto, os dados

seguem a forma das previsões, não se registando alterações significativas nos padrões das medidas, o que é indicativo da inexistência de gelo. Desta forma, mediante a aplicação de um factor de redução da anisotropia adequado, dever-se-á conseguir uma melhor correlação, e assim aproximar as medidas por uma das previsões teóricas.

A avaliação da taxa de precipitação pela análise da Figura 6-30 revela uma taxa de precipitação moderada a reduzida mas continuada no intervalo temporal correspondente à atenuação máxima, com algum atraso, como seria de esperar. Decorrente do atraso reduzido e do valor da taxa de precipitação, talvez o evento não se encontre geograficamente muito distante da estação terrestre, podendo tê-la alcançado.

De facto, a menção da possibilidade é interessante, uma vez que já se registaram situações, pontuais, nas quais as medidas de atenuação e despolarização indicam uma distribuição extrema, como Joss-Thunderstorm, sem que a ocorrência de uma taxa de precipitação que se coadune com a DSD tenha lugar. Provavelmente a estação terrestre encontra-se na extremidade do evento meteorológico conducente ao evento de despolarização que passa ao largo da mesma.



Findo o processo “Acção Lateral”, a selecção de um troço do evento é requerida, tendo em vista a sua análise em particular.

O troço seleccionado em primeiro lugar é aquele correspondente ao intervalo temporal no qual se regista maior atenuação e despolarização, pois até então, todas as indicações apontam para que é naquele intervalo que ocorre a chuva e, essencialmente, a totalidade do evento em si.

Entra-se, desta maneira no processo “Análise da Selecção”, desencadeando-se um novo conjunto de figuras, essencialmente as mesmas das anteriores com algumas adicionais para o intervalo temporal seleccionado.

A primeira figura deste processo é a série temporal da atenuação que permite a avaliação detalhada da evolução desta grandeza no tempo, ao mesmo tempo que revela com maior precisão a magnitude da variável. Esta encontra-se na Figura 6-31.

A segunda figura trata-se das séries temporais da atenuação conjunta com cada componente do XPD, mas agora numa única figura que se apresenta na Figura 6-32.

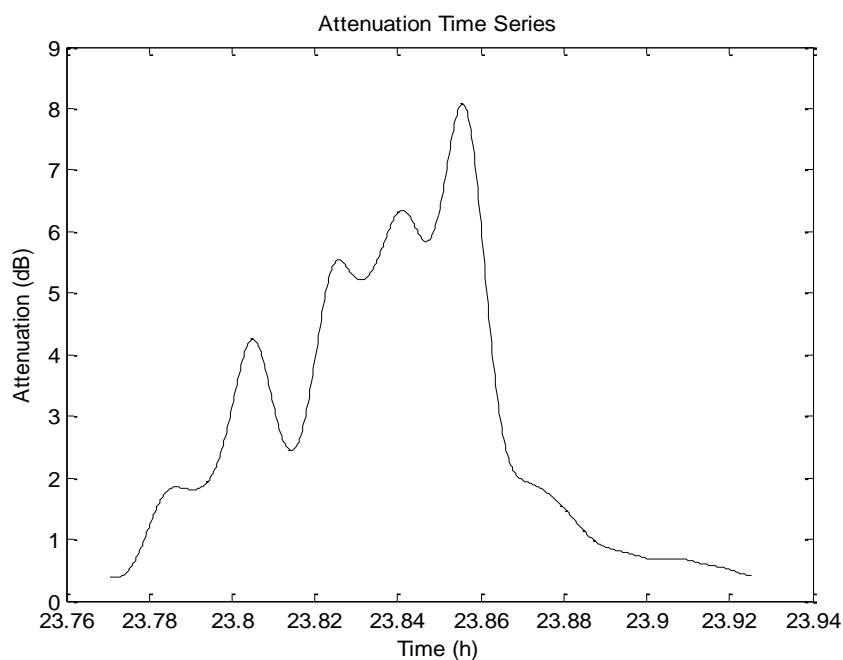


FIGURA 6-31 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO NO TROÇO SELECIONADO.

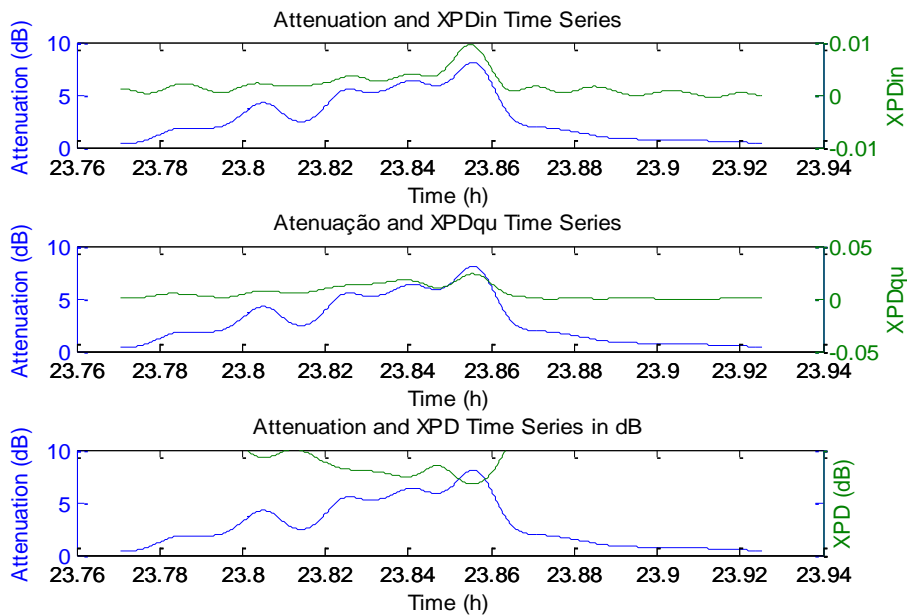


FIGURA 6-32 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O XPD NO TROÇO SELECIONADO.

A avaliação subsequente recai sobre a representação em gráfico polar do XPD e das respectivas previsões teóricas para o troço seleccionado e que se apresenta na Figura 6-33.

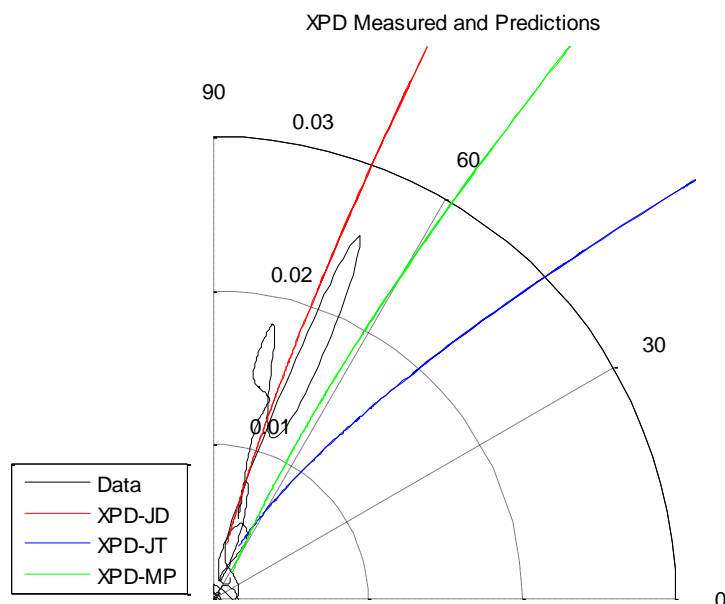


FIGURA 6-33 - GRÁFICO POLAR DO XPD PARA O TROÇO SELECIONADO.

Como se pode constatar, separa-se fácil e claramente a chuva presente na totalidade do evento, manifestando-se uma vez mais passível de modelar mediante a DSD JD.

A análise da Figura 6-34 confirma as conclusões supracitadas aquando da análise das mesmas relações no contexto da totalidade do evento, assim como se distingue perfeitamente a taxa de precipitação ocorrida no intervalo temporal seleccionado pela observação da Figura 6-35.

Finda esta análise é apresentado o factor de redução da anisotropia em função da atenuação, sobrepondo ao mesmo tempo o quociente da componente em fase do XPD medido pela mesma componente do XPD previsto para a chuva, para cada valor da atenuação. Tal encontra-se na Figura 6-36, onde se observa este factor para cada DSD. Como se pode constatar, o *fitting* ao quociente é bastante bom qualquer que seja a DSD, o que permite ao utilizador seleccionar com fiabilidade a aplicação do factor determinado por este método.

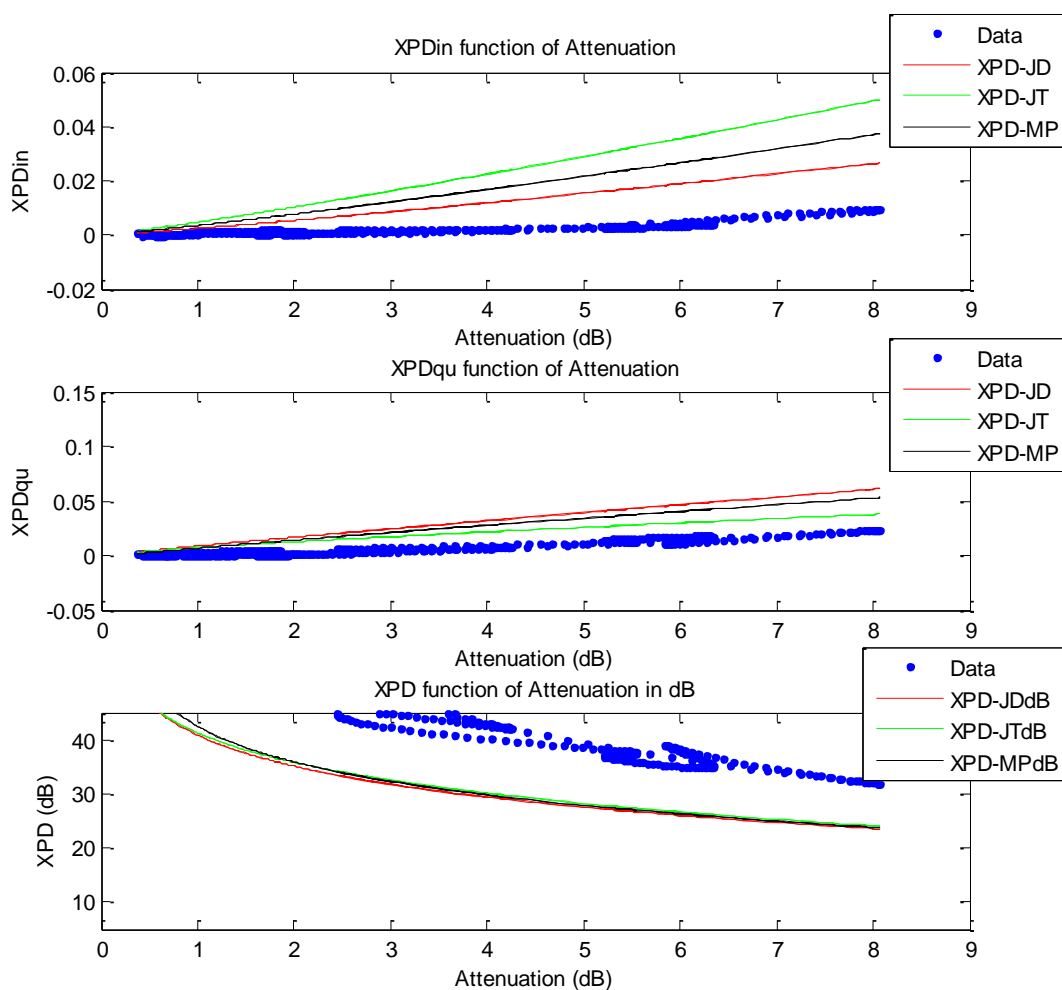


FIGURA 6-34 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

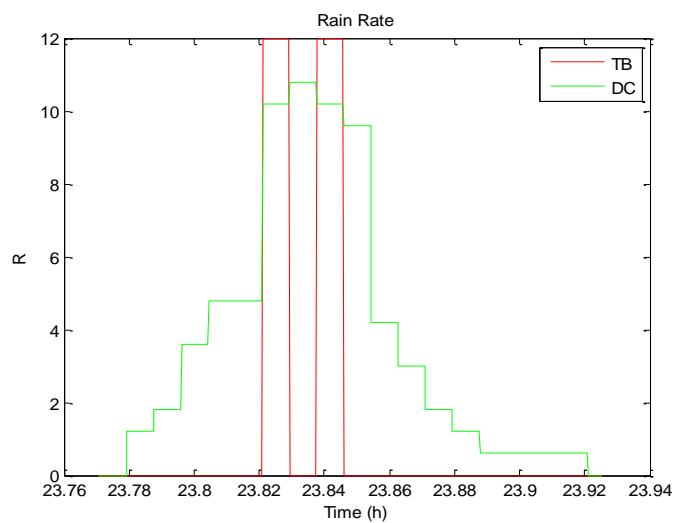


FIGURA 6-35 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO PARA O TROÇO SELECIONADO.

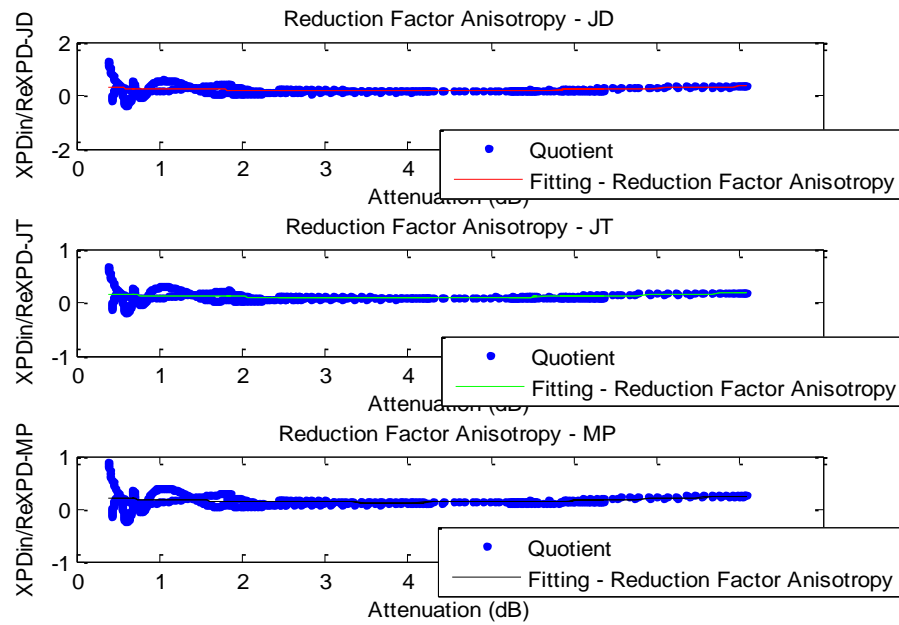


FIGURA 6-36 - FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

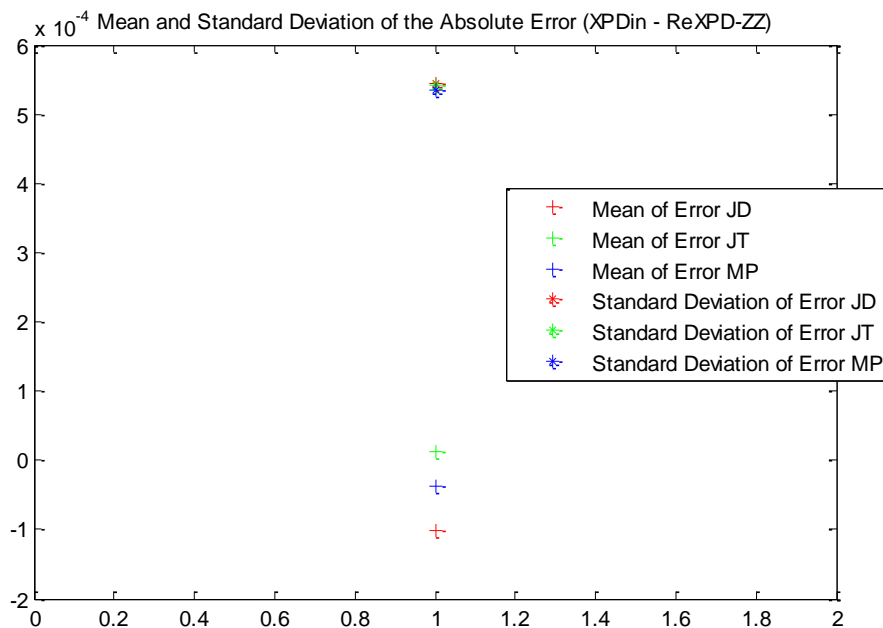


FIGURA 6-37 - MÉDIA DO ERRO E DESVIO PADRÃO DO ERRO DA DIFERENÇA ENTRE O XPDIN MEDIDO E O XPDIN PREVISTO PARA CADA DSD.

A Figura 6-37 representa a média do erro associada à diferença do XPD em fase medido com a mesma componente do XPD previsto para cada DSD. Como se mencionou atrás, o valor deste erro seria idealmente nulo, mas não idealidades surgem na prática.

Adicionalmente, o desvio padrão deve ser considerado. A representação apresentada evidencia melhores resultados associados a MP ou JT comparativamente a JD, pelo que o bom senso ditará que cuidado deve ser tomado, e que pouca informação relevante esta fonte trará, principalmente porque a representação em gráfico polar não corrobora esta tese.

Por outro lado na Figura 6-38, onde se representa a série temporal da parte real do XPD de gelo, observa-se que a distribuição conducente à menorização desta grandeza é precisamente JD, corroborando as conclusões anteriores. Atente-se, no entanto, na ordem de grandeza desta variável.

Adicionalmente, repare-se que MP e JT são mais oscilantes, atingindo valores absolutos superiores a JD. A menos do factor multiplicativo associado à extracção do gelo, a Figura 6-37 não é mais do que a representação da Figura 6-38 traduzida num valor médio, pelo que situações muito oscilantes, atingindo tanto valores positivos como negativos ficam camufladas pela média que tenderá a ser nula, e podendo conduzir a conclusões erróneas.

A análise seguinte centra-se na avaliação da qualidade da reconstrução dos dados medidos pela análise da representação em gráfico polar que se apresenta na Figura 6-39 e em série temporal que se apresenta na Figura 6-40. Como se pode constatar, ambas as figuras evidenciam uma reconstrução bastante satisfatória. No entanto, a representação em gráfico polar sugere que a distribuição JD é mais adequada.

Finalmente, a análise da representação da série temporal dos dados medidos sobrepostos às previsões para o XPD de chuva e gelo para cada distribuição é importante e encontra-se na Figura 6-41. Como se pode constatar, mediante a aplicação de um factor de redução da anisotropia adequado, determinado automaticamente para cada distribuição, e tendo-se adicionalmente observadas boas reconstruções dos dados medidos, sugerindo esta reconstrução uma DSD, a informação fornecida por esta fonte é definitiva. De facto, esta vem corroborar as conclusões apreciadas aquando da análise da qualidade da reconstrução dos dados, permitindo-se concluir estar presente uma população de chuva anisotrópica modelável pela distribuição de Joss-Drizzle.

Tal é confirmado pela selecção desta distribuição e reanalisando todas estas fontes de informação apresentadas com apenas esta distribuição.

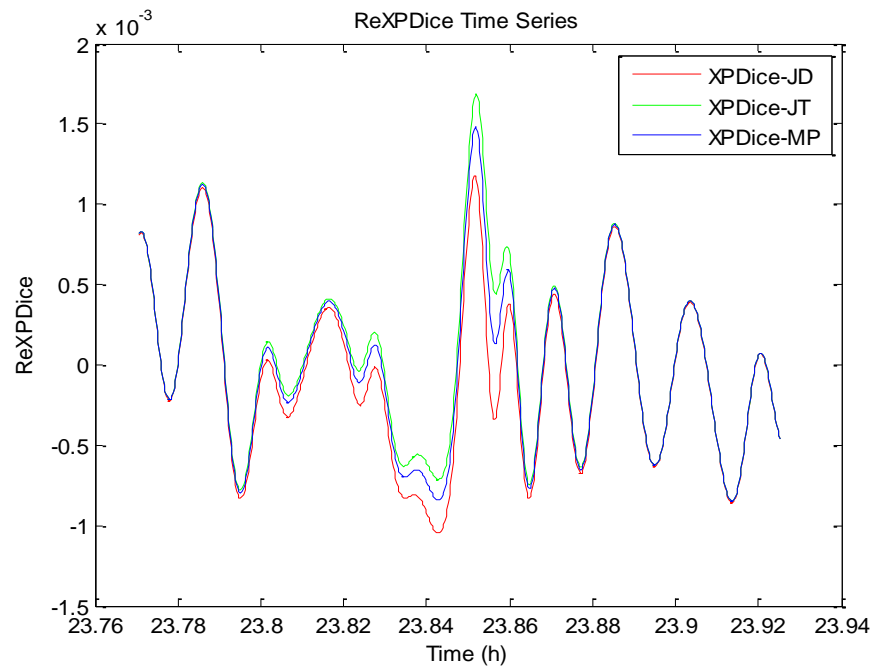


FIGURA 6-38 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD EM FASE DE GELO.

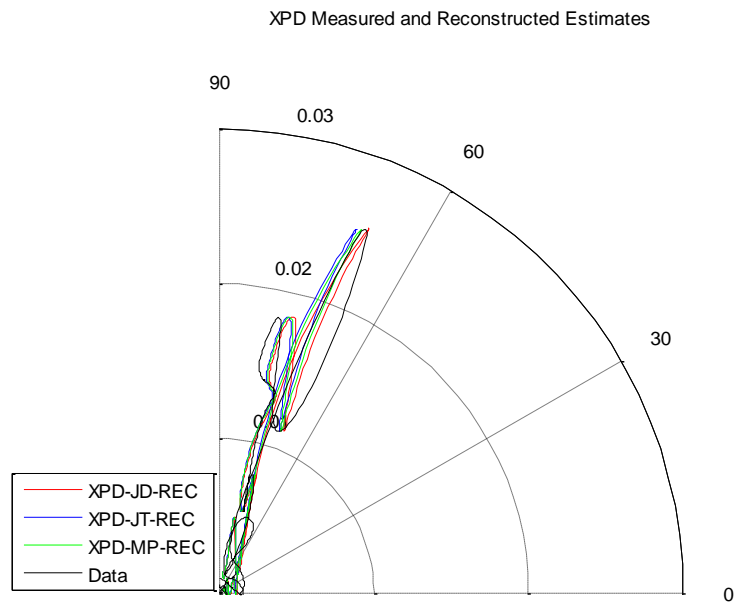


FIGURA 6-39 - XPD MEDIDO E RECONSTRUIDO EM GRÁFICO POLAR.

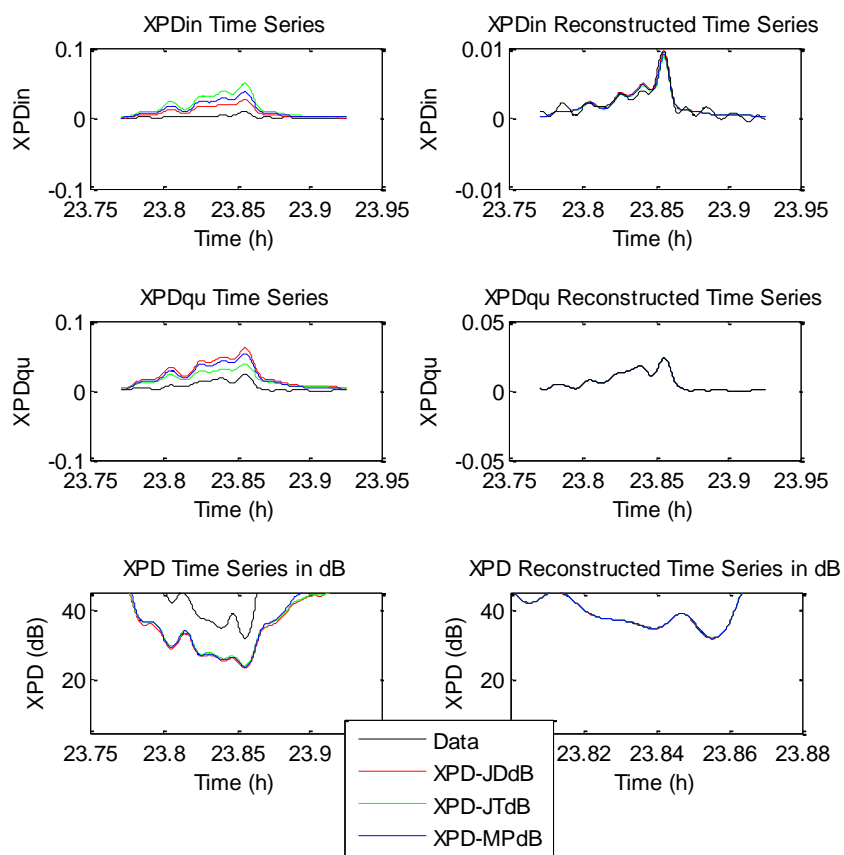


FIGURA 6-40 - COMPARAÇÃO ENTRE AS SÉRIES TEMPORAIS DOS DADOS COM AS PREVISÕES ORIGINAIS E AS MESMAS AFECTADAS DO FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA COM A RECONSTRUÇÃO DOS DADOS.

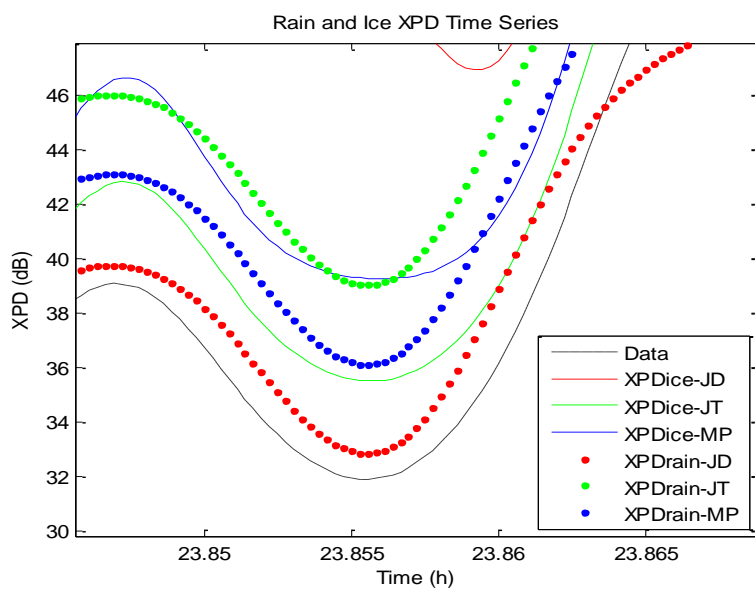


FIGURA 6-41 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD DE CHUVA, GELO E MEDIDO.

Entretanto, os restantes troços do evento foram analisados, fornecendo resultados irrelevantes. Estes troços manifestam-se como sendo “não eventos”, porém, são considerados nas estatísticas para avaliar correctamente a dependências dos parâmetros obtidos com a atenuação.

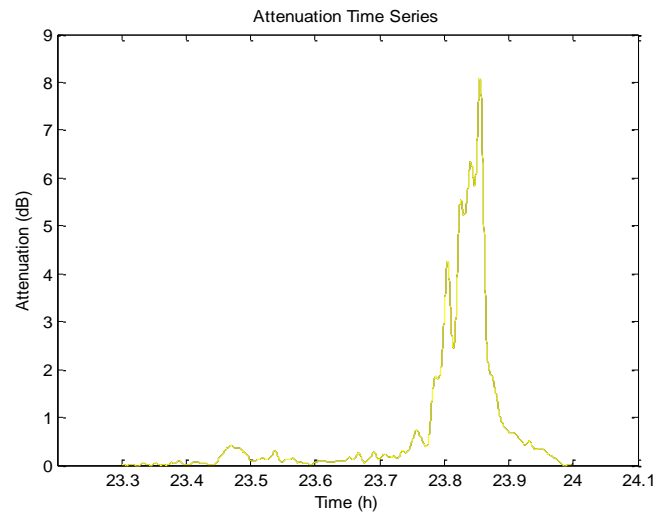


FIGURA 6-42 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO MARCADA.

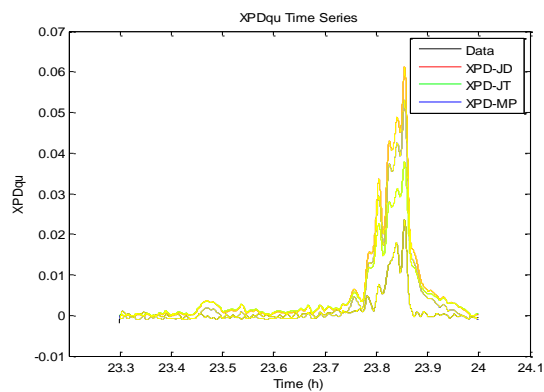


FIGURA 6-43 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD EM QUADRATURA MARCADO.

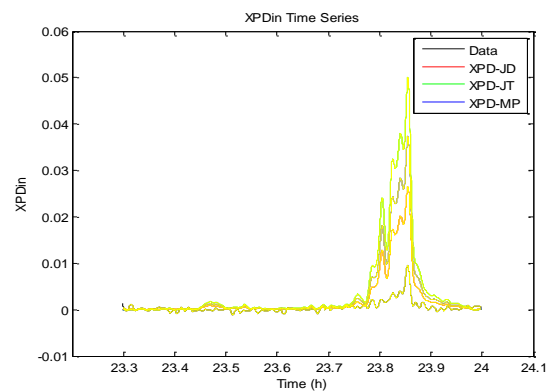


FIGURA 6-44 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD EM FASE MARCADO.

Para terminar, apresentam-se as figuras correspondentes à “Acção Principal” marcadas, após a análise do evento. Esta marcação é importante para assinalar os troços que já foram analisados e classificados.

6.4.2 GELO

A título de um melhor entendimento da análise de outra variante de evento, apresenta-se a seguir a análise de um evento composto por apenas gelo, que teve lugar dia 17 de Abril de 2009, sendo o segundo evento registado naquele dia.

Acção
Principal

Acção
Lateral

Análise
da
Seleccção

A análise inicia-se uma vez mais, após os primeiros processos já apresentados, com a avaliação primeiramente das figuras desencadeadas pela “Acção Principal”.

A análise da série temporal da atenuação apresentada na Figura 6-45 revela um valor reduzido para esta grandeza, que não chega a 2 dB, indicando a forte possibilidade da ocorrência de gelo. De facto, a ocorrência de despolarização por gelo é comum em eventos de fraca atenuação, como já justificado em capítulos anteriores.

Atentando nas Figura 6-46 e Figura 6-47, observa-se, não só uma discrepância forte entre as previsões teóricas e os valores medidos, como também a componente em fase medida se manifesta essencialmente nula todo o evento, por oposição à componente em quadratura que assume valores bem superiores, principalmente no intervalo temporal compreendido entre as 12,5 e as 13,5 h.

Tais constatações são desde logo fortes indicações da presença de uma única população no trajecto Terra-Satélite e composta por apenas gelo.

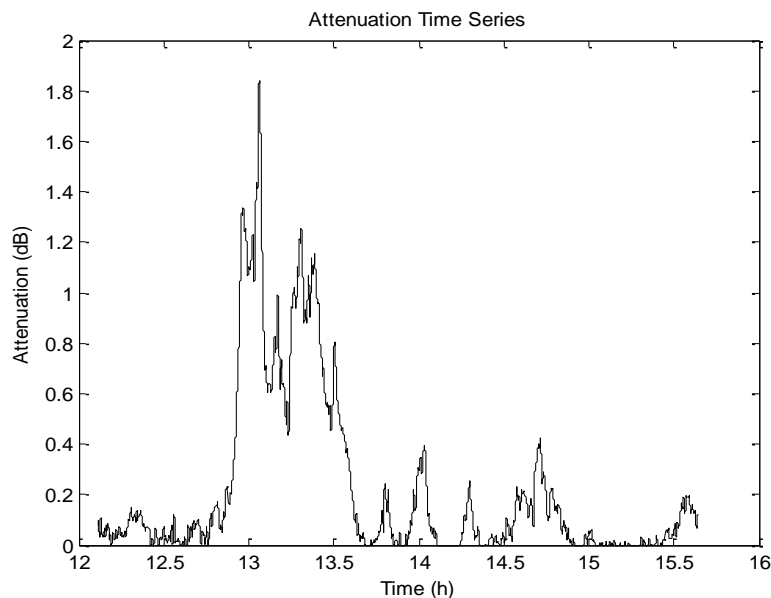


FIGURA 6-45 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

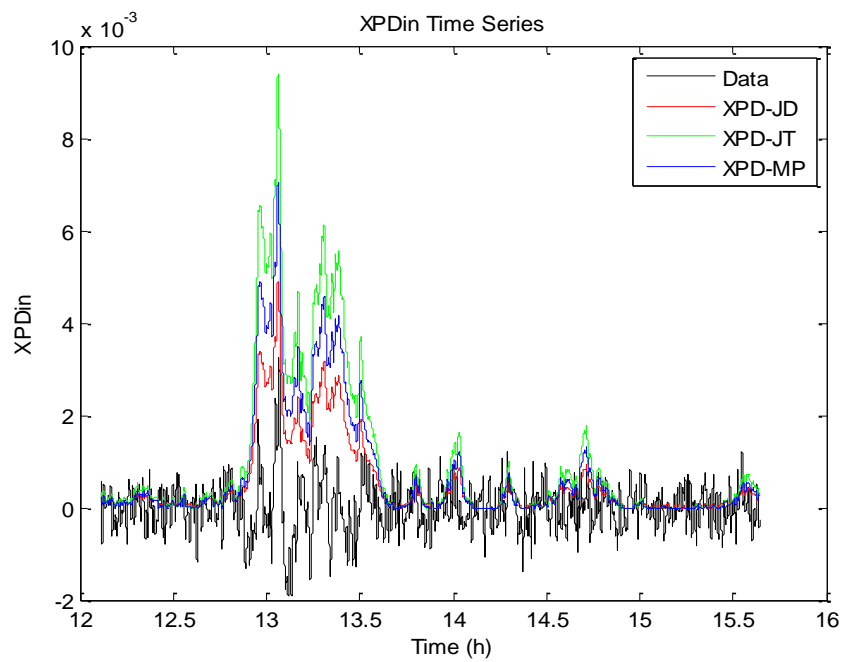


FIGURA 6-46 - SÉRIE TEMPORAL DA COMPONENTE EM FASE DO XPD.

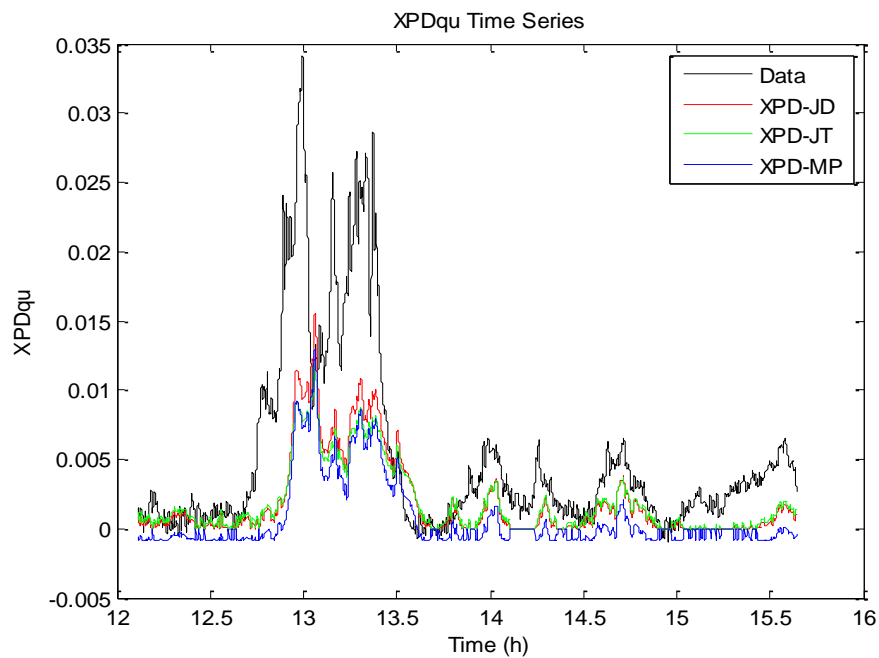


FIGURA 6-47 - SÉRIE TEMPORAL DA COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD.

Posto isto, um novo conjunto de figuras desencadeadas pela “Acção Lateral” deverá fornecer uma informação similar às anteriores. Porém, uma análise comparativa efectiva-se de forma mais facilitada, registando-se ainda uma despolarização que excede os 30 dB,

Acção
Principal

Acção
Lateral

Análise
da
Seleccção

por isso, superior à registada no evento apresentado anteriormente, composto apenas por chuva JD.

Repare-se que, contrariamente ao observado no exemplo anterior em que o evento surgia bem definido num curto intervalo de tempo, este evento encontra-se espalhado no tempo. Uma análise de outras fontes informativas permitirá determinar a necessidade de divisão do evento, procurando-se separar as várias contribuições do gelo, ou até procurando-se separar a contribuição do gelo de possível ruído existente, embora muitas vezes, tratando-se de apenas gelo tal não é necessário, principalmente quando o ruído é diminuto comparativamente à totalidade do evento. Como se verá a seguir, este é o caso, e uma análise completa do evento numa única corrida é suficiente.

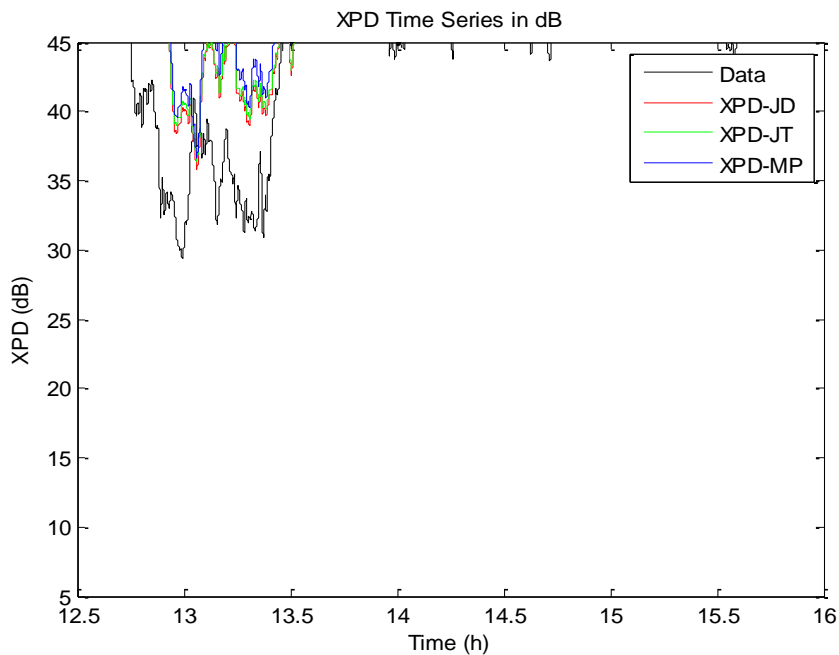


FIGURA 6-48 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD.

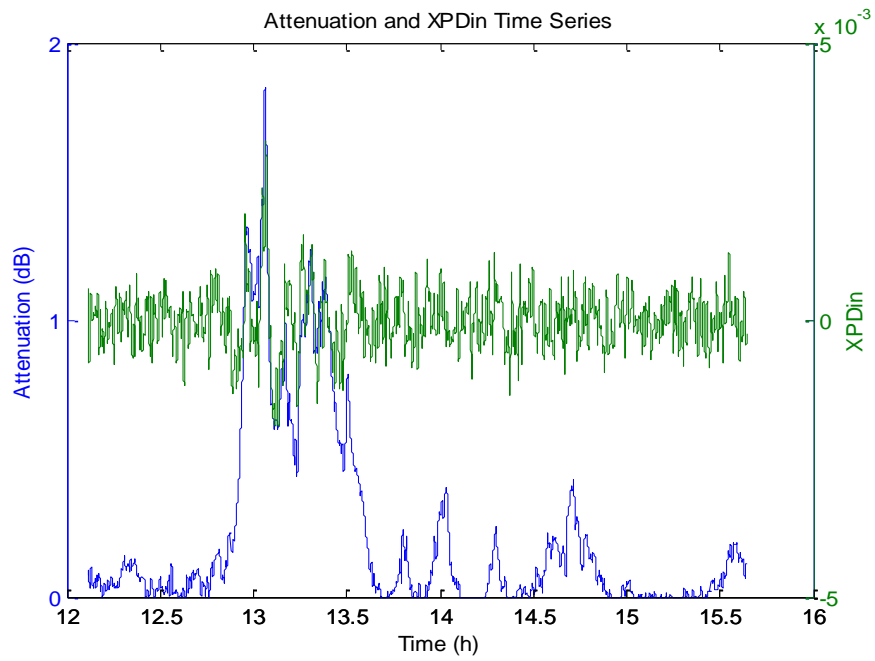


FIGURA 6-49 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM A COMPONENTE EM FASE DO XPD.

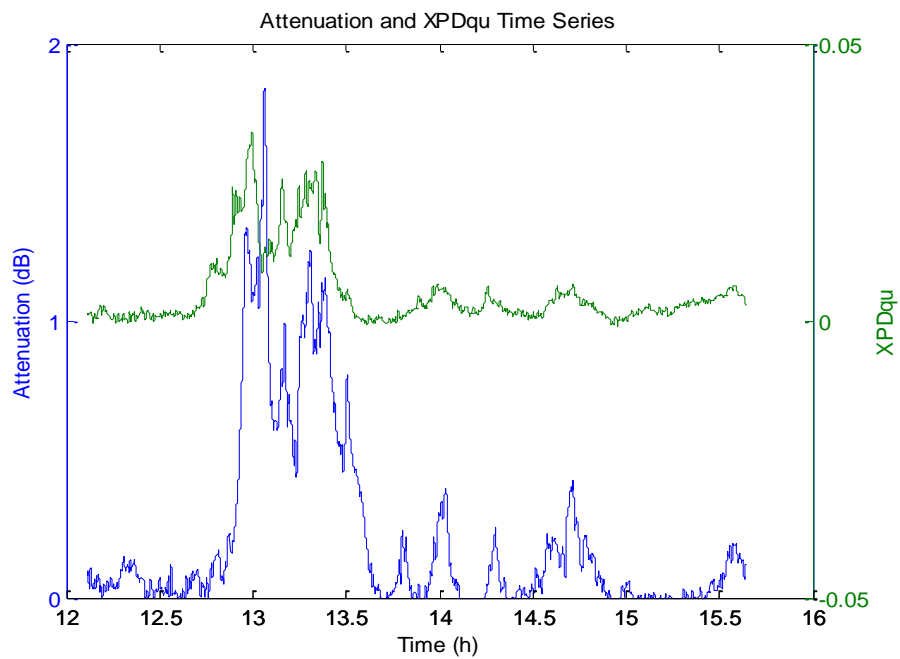


FIGURA 6-50 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM A COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD.

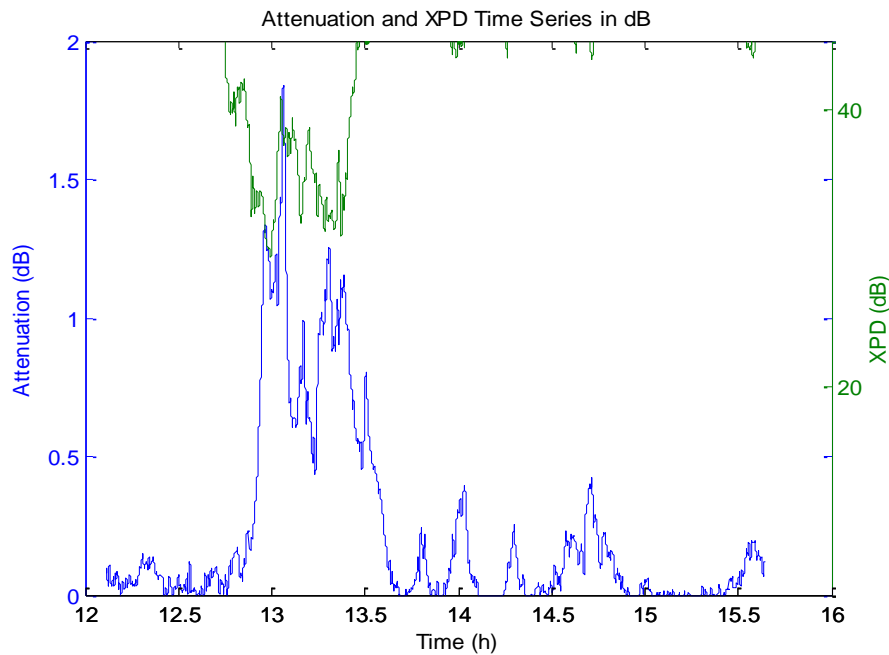


FIGURA 6-51 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O XPD MEDIDO.

A consideração da representação em gráfico polar do XPD medido, sobreposto com as previsões iniciais, é importante, pois permite descortinar o evento pela análise de cada componente do XPD medido. Como se observa na Figura 6-52, o evento em análise trata-se, de facto, de um evento de puro gelo, sem despolarização por chuva, já que o XPD associado a este se encontra alinhado com o eixo imaginário, contendo uma componente em fase nula comparativamente à sua componente em quadratura.

O evento aparenta-se complexo, com variações rápidas e significativas de despolarização. Repare-se ainda que o ruído existente, caracterizado por um novelo que se apresenta em torno da origem dos eixos, é diminuto no contexto da totalidade do evento, pelo que a separação destas duas contribuições (gelo e ruído) não é necessária, e o evento pode ser analisado por completo numa única corrida.

Entretanto, a avaliação das componentes do XPD medido com a sobreposição respectiva das previsões teóricas em função da atenuação encontram-se nas Figura 6-53, Figura 6-54 e Figura 6-55, para o XPD em fase, em quadratura e em dB respectivamente.

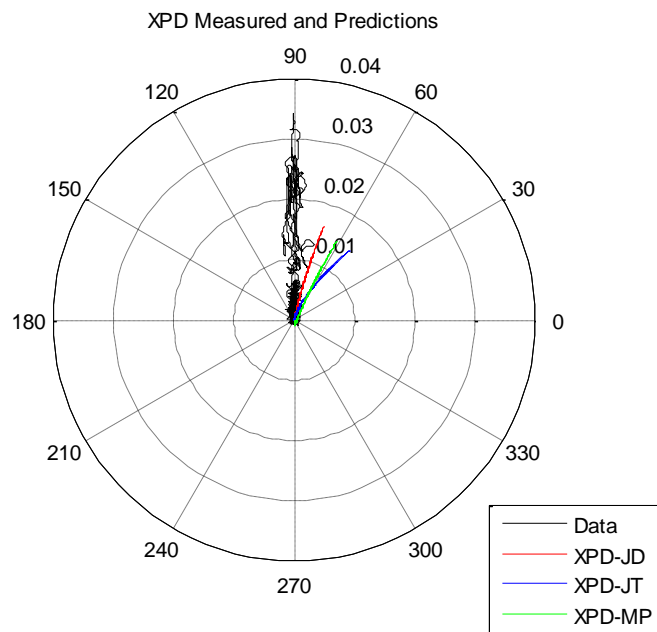


FIGURA 6-52 - REPRESENTAÇÃO DO XPD EM GRÁFICO POLAR.

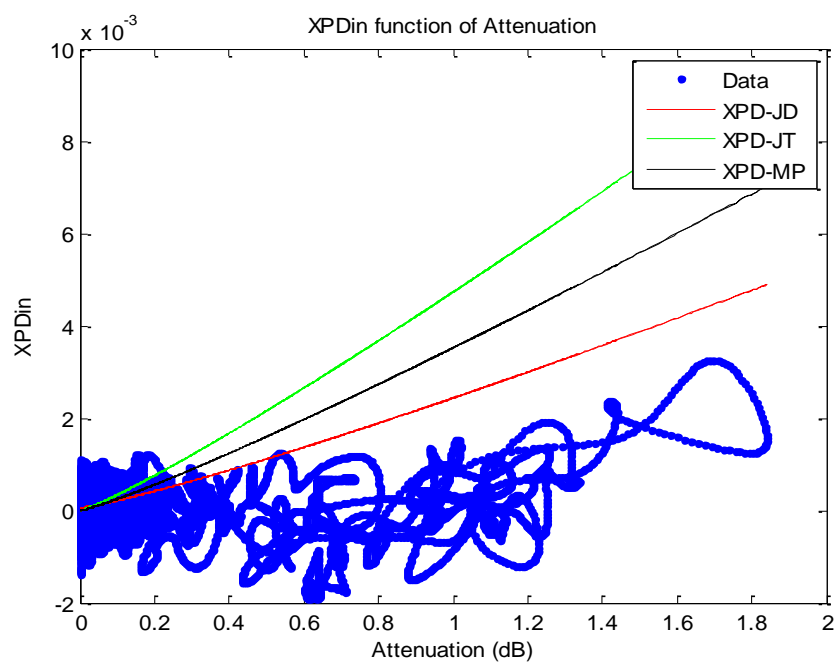


FIGURA 6-53 - XPD EM FASE FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

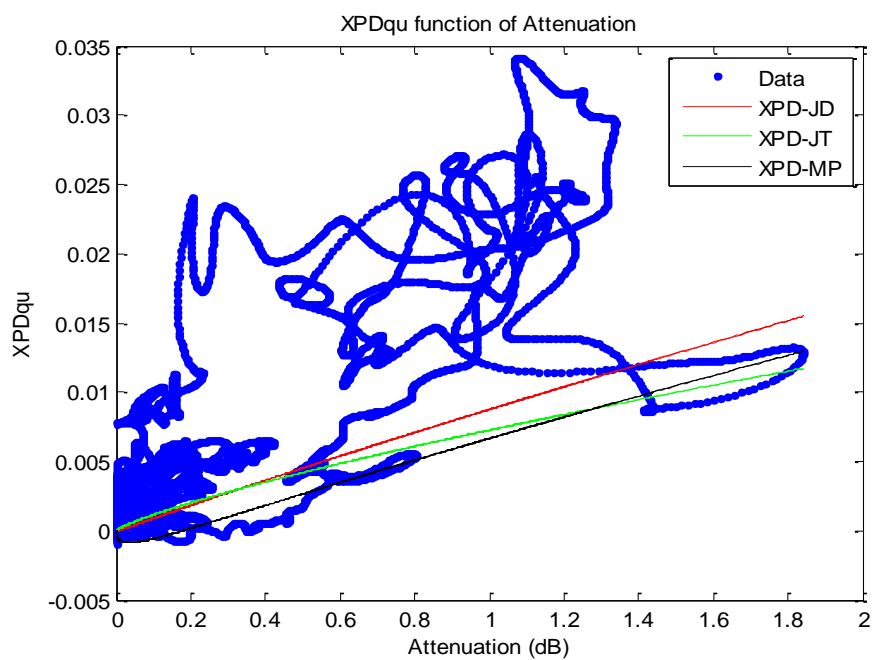


FIGURA 6-54 - XPD EM QUADRATURA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

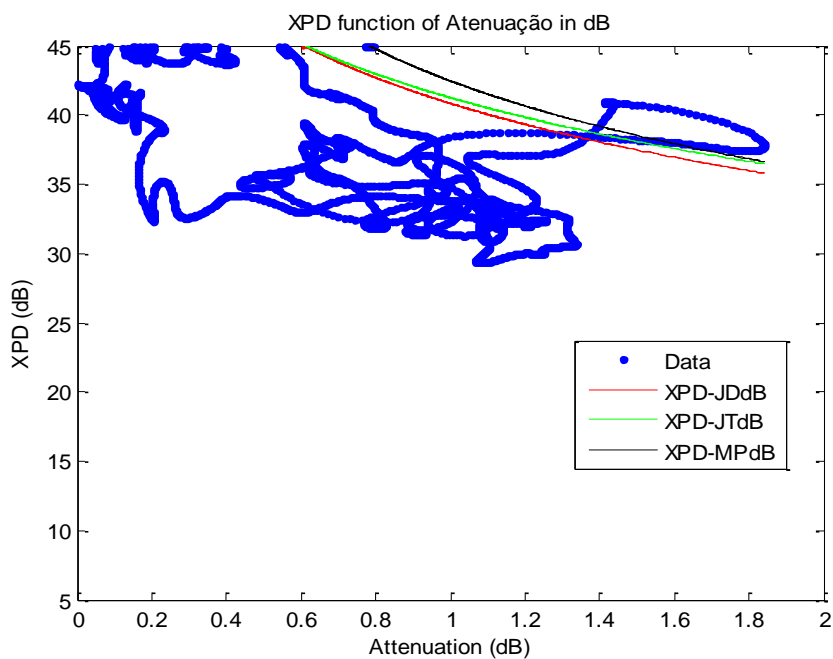


FIGURA 6-55 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

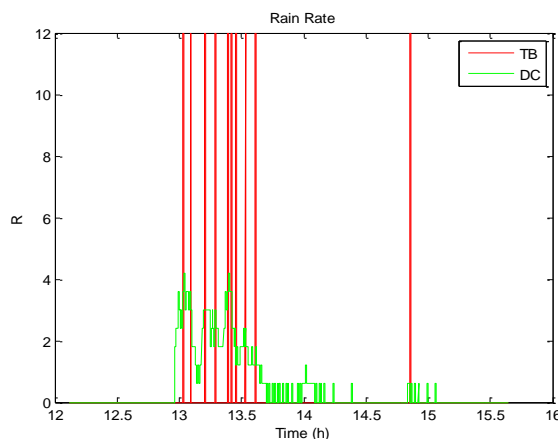


FIGURA 6-56 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO AO LONGO DO TEMPO.

Como se pode constatar, uma clara discrepância entre medidas e previsões existe, como se observou no exemplo anterior. No entanto, contrariamente ao exemplo anterior, o XPD medido, ainda que seja díspar das previsões iniciais, não segue um padrão para a chuva, observando-se variações bruscas no padrão das medidas, pelo que a aplicação de um factor de redução da anisotropia não permitirá aproximar os dados por uma das previsões de chuva. Tal como se referiu anteriormente, alterações no padrão da relação entre as componentes do XPD e a atenuação revela a presença de gelo, sendo que a componente em quadratura do XPD deverá manifestar alterações substancialmente mais

**Acção
Principal**

dramáticas, uma vez que o XPD provocado por gelo não deverá ter componente em fase. Esta constatação pode-se confirmar agora pela análise das Figura 6-53 e Figura 6-54.

**Acção
Lateral**

Também o XPD medido em dB em função da atenuação revela grandes alterações no padrão evolutivo do XPD, mostrando a magnitude da influência do gelo presente.

**Análise
da
Seleccção**

Entretanto, a representação da taxa de precipitação pode ser consultada na Figura 6-56, onde se observa um valor reduzido para esta grandeza, que, a título de curiosidade, é inferior ao registado no exemplo anterior.

Findo este processo, efectua-se a selecção do troço que se pretende analisar, que neste caso trata-se da totalidade do evento pelos motivos já apresentados. Decorrente do intervalo temporal de análise detalhada, não se apresentarão as figuras iniciais associadas ao processo “Análise da Seleccção”, uma vez que seriam uma repetição das anteriores.

Entretanto, o utilizador é convidado a escolher entre aplicar o factor de redução da anisotropia determinado automaticamente e introduzir um que considere adequado. Tratando-se de um evento composto por apenas gelo, o factor de redução da anisotropia aplicado é nulo, e é introduzido manualmente pelo utilizador. Repare-se que tal é adequado para este evento, assim como para todos aqueles em que se consegue afirmar, até este ponto da análise, com certeza tratar-se de um troço sem chuva, e composto por isso de apenas gelo anisotrópico.

Aplicando, correctamente, um factor de redução nulo para a anisotropia de chuva tem-se, desta maneira, que a figura onde se observam a média e o desvio padrão da diferença entre a parte real do XPD de chuva previsto teoricamente e o XPD medido despromove-se de qualquer relevância.

Também a representação da parte real do gelo não fornece informação adicional, uma vez que será igual à parte real do XPD medido. É por isso que a inexistência de um valor significativo para esta grandeza pode ser uma pista para a existência de gelo e que vale a pena seguir.

Também o gráfico polar do XPD reconstruído simplifica-se para uma risca vertical da magnitude do XPD medido, onde recaem todas as previsões teóricas, como se observa na Figura 6-57.

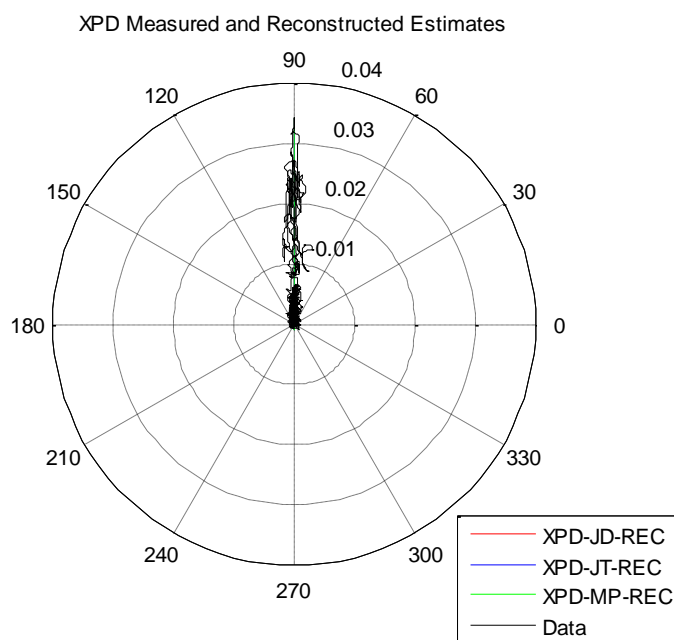


FIGURA 6-57 - XPD RECONSTRUIDO EM GRÁFICO POLAR.

Finalmente, a análise da série temporal do XPD de chuva previsto, do XPD de gelo e dos dados não é interessante. As previsões para a chuva são inexistentes, e todas as previsões de gelo são iguais e sobrepõem-se perfeitamente aos dados. Tal acontece desde que a componente em fase do XPD medido seja, e à partida é, essencialmente nula, pelo que essa componente transferida para o gelo, aquando da sua determinação, e que é descartada, não é preponderante tal que se manifeste alguma diferença observável na reconstrução do XPD medido. Porém, uma análise em gráfico polar permite uma avaliação da qualidade da reconstrução mais precisa.

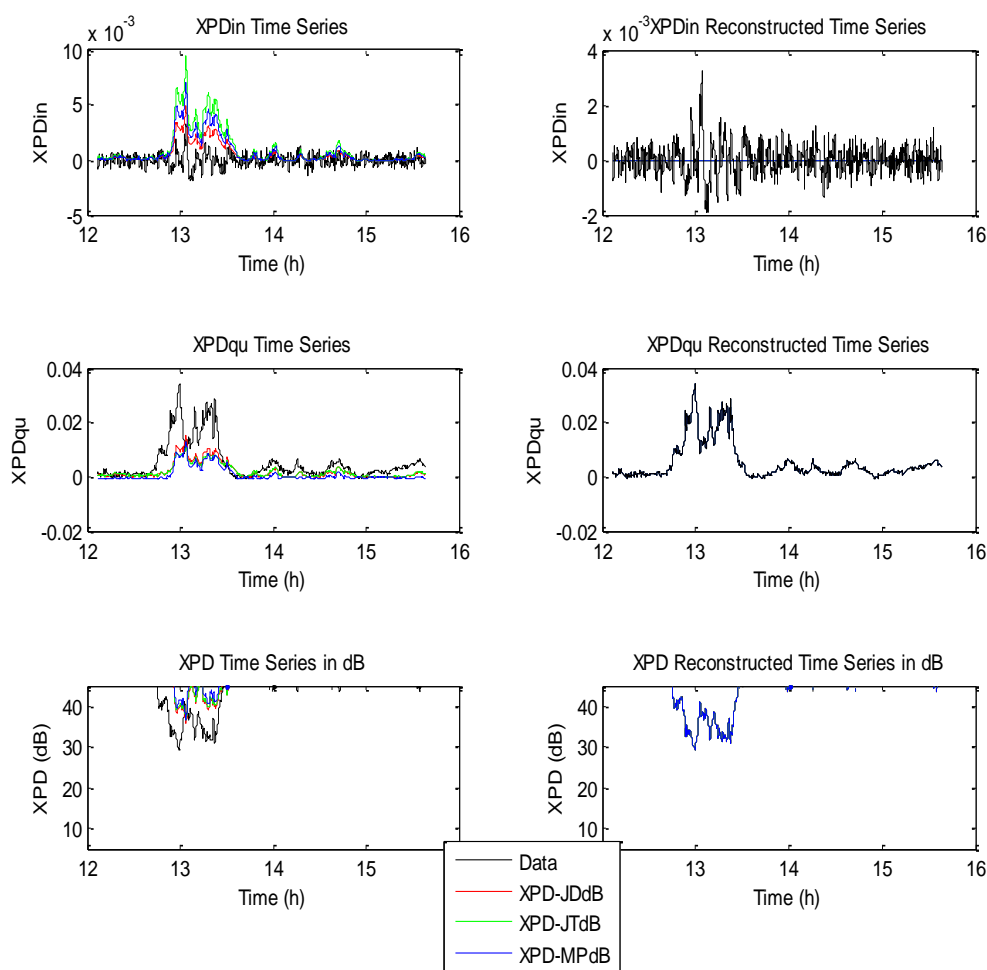


FIGURA 6-58 - SÉRIES TEMPORAIS DO XPD E RESPECTIVAS RECONSTRUÇÕES.

Existem eventos de gelo nos quais este é bem comportado e a reconstrução com parte imaginária é perfeita. No caso do evento em análise, o XPD medido tem sempre alguma oscilação na sua componente em fase, pelo que uma risca não o modula completamente em gráfico polar. Não obstante, em virtude da magnitude desta componente, atenta-se à

reconstrução em série temporal, que é perfeita em dB como se observa na Figura 6-58. A componente em quadratura é reconstruída na perfeição como se conclui também da análise em gráfico polar, e a reconstrução da componente em fase residual é modelada como nula durante todo o intervalo temporal considerado.

Tratando-se de um evento de corrida única, findo este processo, as figuras da acção principal são marcadas na totalidade e o utilizador finaliza a aplicação de análise semiautomática de eventos, guardando-se automaticamente todos os dados, variáveis e figuras geradas.

6.4.3 CHUVA E GELO

Para finalizar esta pequena amostra da aplicação da metodologia da análise dos dados, apresenta-se a seguir a análise de um evento composto por chuva e gelo que teve lugar no dia 1 de Janeiro de 2009, sendo o segundo evento registado neste dia. Este exemplo é ainda um exemplo simples, uma vez que, como se verá, a chuva é modelada por uma única distribuição. No entanto, parece-nos suficiente para, em conjunto com os exemplos anteriores, fornecer um entendimento completo da metodologia descrita anteriormente.

**Acção
Principal**

**Acção
Lateral**

**Análise
da
Seleccção**

A análise inicia-se pelo estudo da série temporal da atenuação que se encontra na Figura 6-59, que desde logo revela alguma variação e variabilidade, atingindo um pico de 23.25 dB às 17.32 h. A magnitude deste pico é indicativa de chuva, indício a comprovar pela análise de outras fontes informativas. Também as oscilações de baixa atenuação antes e depois deste pico, em virtude da sua magnitude, são indicativas da possibilidade de gelo, no entanto, até então, tal conclusão é prematura.

De facto, a presença de chuva pode ser revelada por valores de atenuação elevados, observando-se em simultâneo forte despolarização, sendo que valores mais modestos para a atenuação poderão indicar a presença adicional de gelo, observando-se também despolarização acentuada, ainda que muitas vezes mais reduzida, e por fim, a presença de apenas gelo é marcada por uma baixa atenuação, associada a eventos de despolarização que podem apresentar-se tanto modestos como acentuados quando comparados aos provocados por chuva. Naturalmente que estas indicações são apenas pistas empíricas, e não constituem uma regra bem definida.

A análise da Figura 6-60 revela alguma discrepância entre as previsões teóricas e os dados medidos. Porém, no intervalo temporal de maior atenuação, também aqui se observa um pico para o XPD em fase, o que revela a presença de chuva necessariamente.

Tomando a análise da Figura 6-61, em conjunto com a figura anterior, compreende-se que também um pico para o XPD em quadratura é observável no mesmo intervalo temporal que o observado para a componente em fase, sendo as suas magnitudes comparáveis.

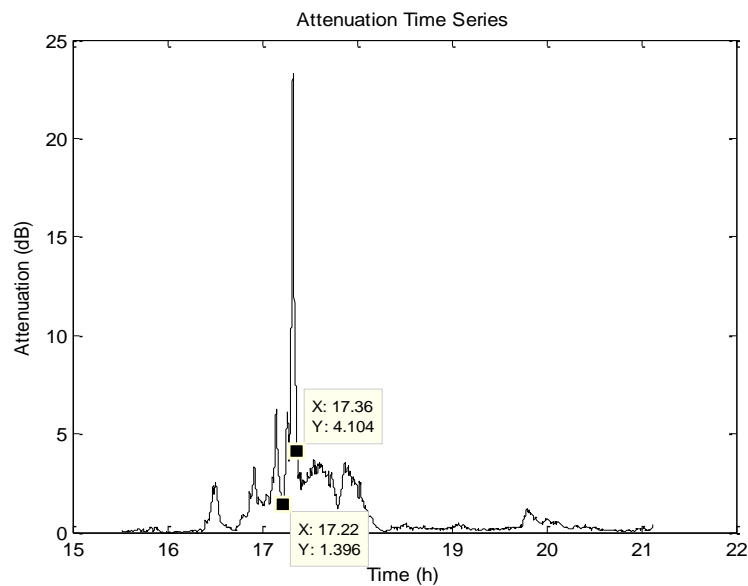


FIGURA 6-59 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

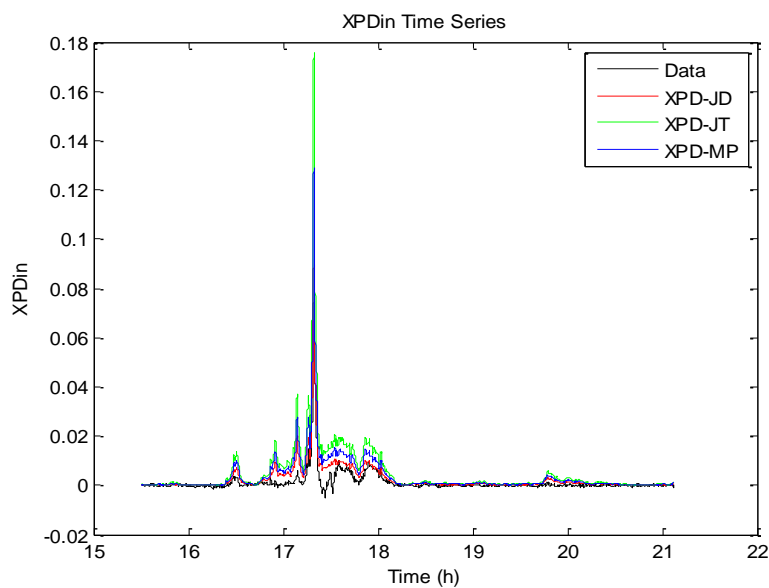


FIGURA 6-60 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD EM FASE E RESPECTIVAS PREVISÕES TEÓRICAS.

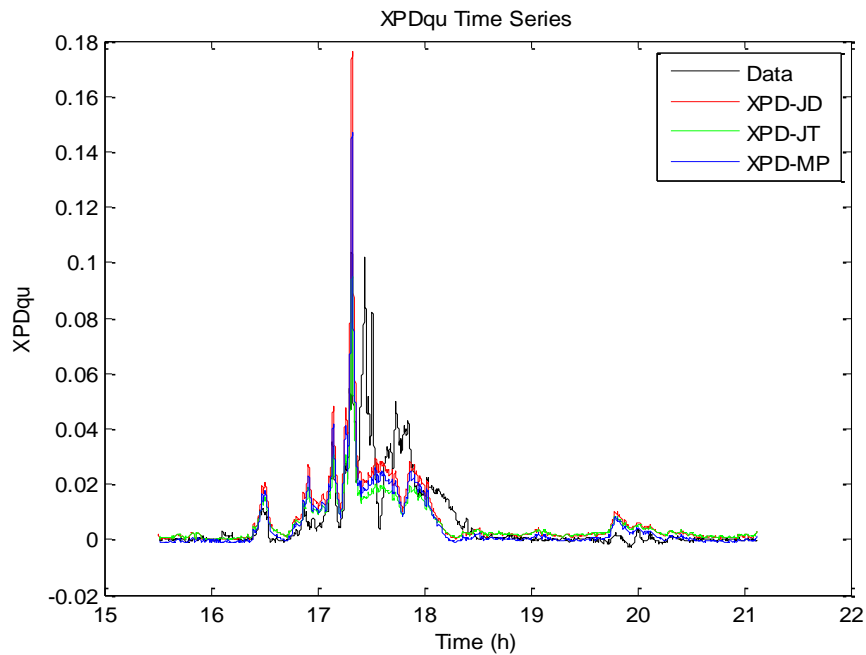


FIGURA 6-61 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD EM QUADRATURA E RESPECTIVAS PREVISÕES TEÓRICAS.

Acção
Principal

Acção
Lateral

Análise
da
Seleccção

Entretanto, também na Figura 6-61 e depois do pico de maior atenuação observa-se que a componente em quadratura excede substancialmente as previsões teóricas iniciais, facto que, aliado da magnitude da atenuação neste intervalo, é indicativo de gelo, principalmente porque o padrão das medidas não segue o padrão das previsões. Também se observa antes do pico de maior atenuação, ainda que não de forma tão evidente, um acréscimo da componente em quadratura do XPD, sem que a componente em fase do mesmo revele alterações significativas. De igual forma, para este intervalo se espera encontrar gelo, ainda que responsável por uma despolarização inferior.

Avançando-se para o processo “Acção Lateral”, pela análise da Figura 6-62 observa-se o pico de maior despolarização que atinge 17.9 dB às 17.32 h, precisamente no instante de maior atenuação como seria de esperar. Depois deste pico, observa-se claramente a existência de gelo, pela disparidade entre os dados medidos e as previsões teóricas, dados que excedem estas previsões num padrão nada comparável às mesmas.

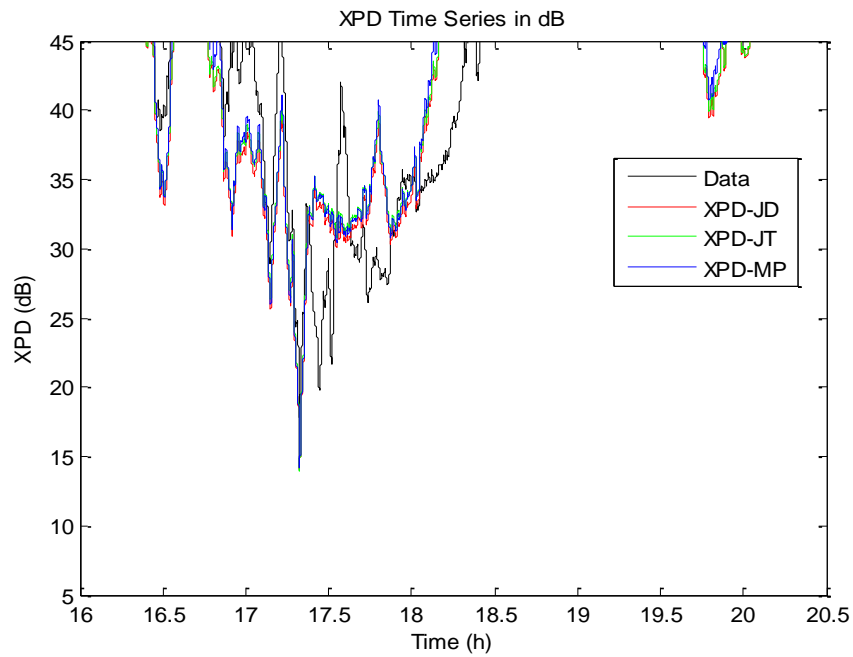


FIGURA 6-62 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD.

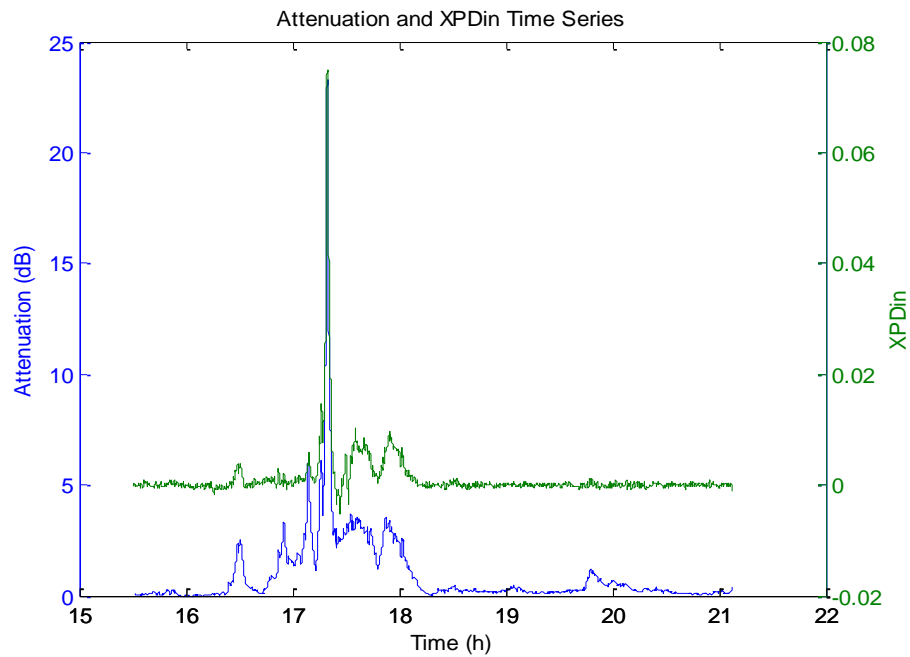


FIGURA 6-63 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM A COMPONENTE EM FASE DO XPD.

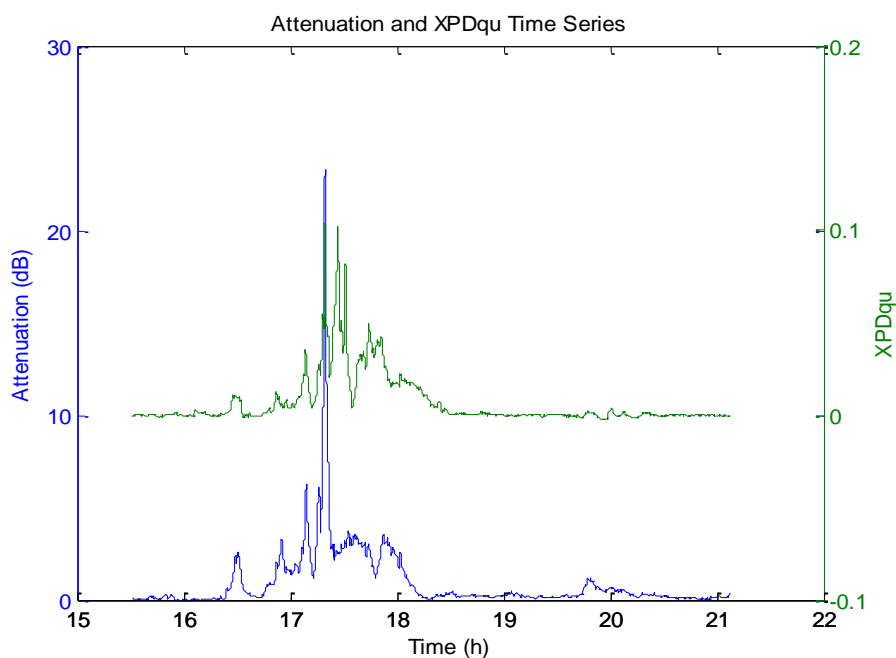


FIGURA 6-64 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM A COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD.

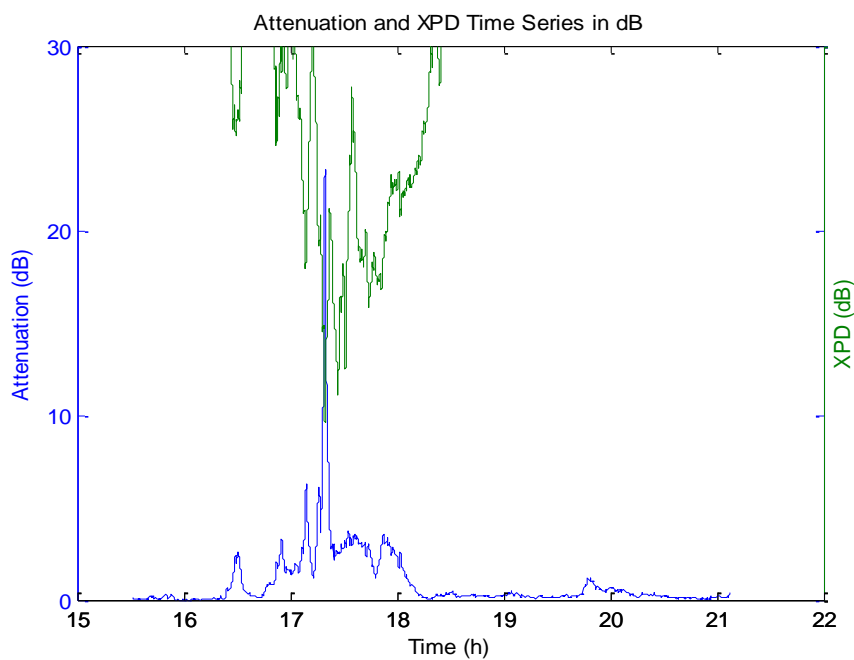


FIGURA 6-65 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO CONJUNTA COM O XPD.

O confronto do padrão das medidas com o padrão das previsões teóricas foi exposto para a análise da relação entre o XPD e a atenuação, isto é, das figuras do XPD como função da atenuação. Repare-se como também nestas figuras a avaliação do padrão das medidas e do padrão das previsões é essencial. Recuperando o exemplo em que se tinha apenas

chuva, observa-se que, a menos da diferença observada entre as medidas e as previsões teóricas, as medidas e as previsões seguem um padrão semelhante, revelando que a aplicação de um factor de redução da anisotropia adequado poderá levar a que as medidas sigam uma das previsões, e portanto, tal é indicativo de chuva. Por outro lado, neste exemplo no intervalo logo após o pico de maior atenuação, e no exemplo onde se observou apenas gelo, as medidas apresentam um padrão completamente díspar do padrão das previsões teóricas iniciais, pelo que a aplicação de um factor de redução da anisotropia por si só não chegará para que os dados se sobreponham a uma das previsões. Tal é indicativo, por tanto, de gelo.

Também, e ainda no que concerne à Figura 6-62, antes do pico de maior despolarização se observam discrepâncias, porém não tão dramáticas, sendo que o padrão das medidas não é tão díspar do padrão das previsões. Uma análise mais detalhada é necessária no sentido de se averiguar a natureza das populações envolvidas neste troço do evento.

As Figura 6-63 e Figura 6-64 revelam conclusões semelhantes às já observadas anteriormente. No entanto, a Figura 6-65, que apresenta a série temporal da atenuação conjunta com o XPD em dB numa gama até 45 dB, é interessante. Atentando apenas a esta figura, repare-se que a maior despolarização está associada à maior atenuação, e ocorre em virtude de chuva. Despolarização mais modesta associada a atenuações mais baixas observa-se em torno do intervalo de maior atenuação e despolarização, indicando a existência de gelo. Neste intervalo, valores superiores para a atenuação poderiam indicar a presença de uma população mista. De atentar nos primeiros picos de despolarização e na magnitude da atenuação associada, que revelam indícios de apenas gelo, facto que será comprovado. Como se pode constatar, o gelo pode ser causador de uma vasta gama de despolarização e a análise conjunta com a atenuação constitui, em geral, uma boa fonte informativa da natureza do meio.

Empregando uma análise cuidada à série temporal do XPD em dB conjunta com a atenuação por meio do raciocínio exposto, e confrontando conjuntamente os padrões das medidas e das previsões teóricas constitui-se a base da inspecção do evento, procurando-se os intervalos temporais nos quais ocorre chuva, chuva e gelo e apenas gelo.

Como se compreende, as pistas empíricas apresentadas são aplicáveis e ajudam o investigador a encontrar os troços do evento que merecem atenção especial, mas nem sempre constituem uma regra passível de aplicação às cegas.

A figura a analisar de seguida é o gráfico polar do XPD medido sobreposto às previsões teóricas iniciais e que se apresenta na Figura 6-66. Como se pode constatar, existe claramente gelo e chuva no contexto da totalidade do evento.

A chuva começa por seguir a distribuição de JD para despolarizações inferiores, e segue depois a distribuição de MP para despolarizações superiores. Ter-se-á assim de isolar a chuva e avaliar a necessidade e a capacidade de separação das duas DSD envolvidas, uma vez que a chuva é tangente a JD para depois avançar sobre MP excedendo esta DSD. Talvez em termos médios seja suficiente modelar esta chuva por MP, principalmente se o intervalo temporal associado à chuva for reduzido.

De salientar que a chuva é causadora de maior despolarização comparativamente ao gelo na sua totalidade, como já se tinha visto anteriormente e como se pode observar na Figura 6-66.

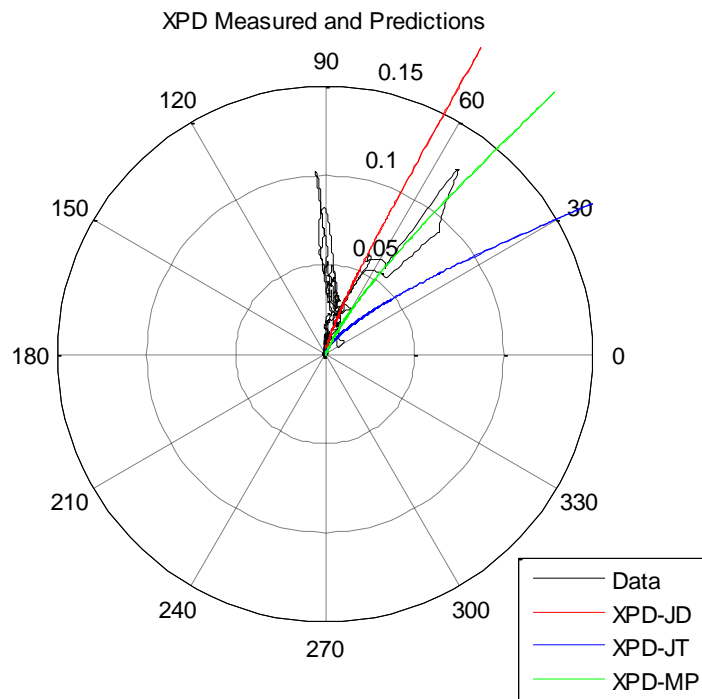


FIGURA 6-66 - GRÁFICO POLAR DO XPD.

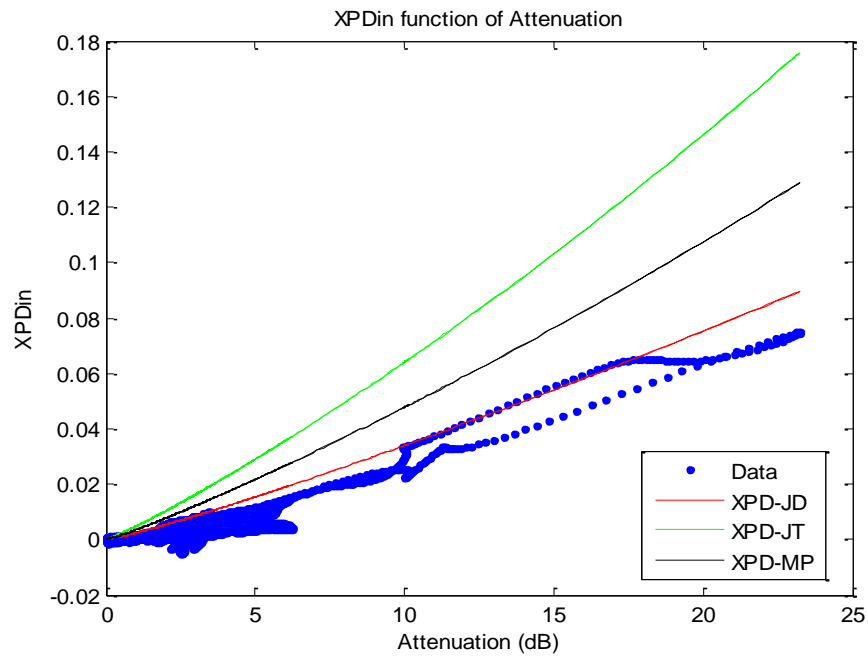


FIGURA 6-67 - XPD EM FASE FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

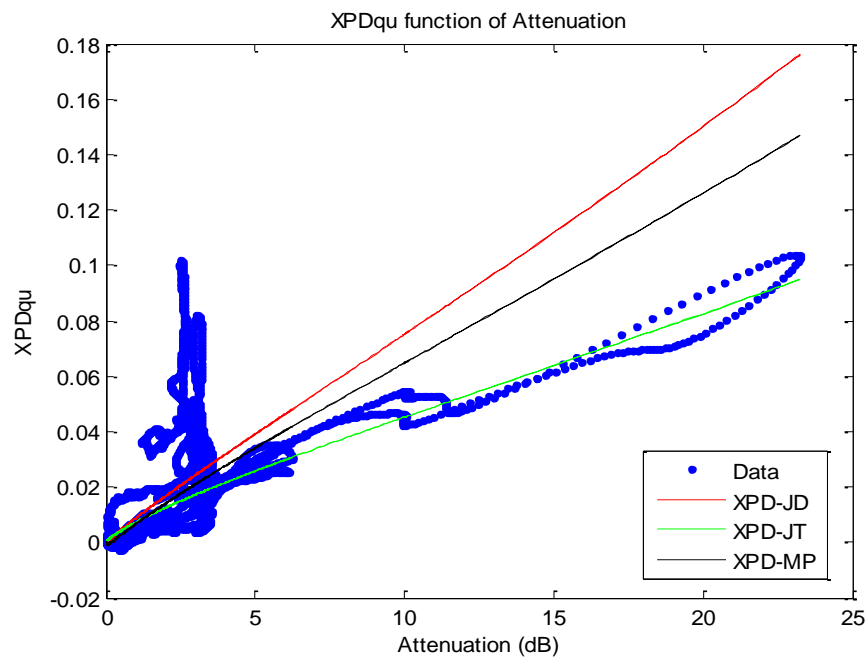


FIGURA 6-68 - XPD EM QUADRATURA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

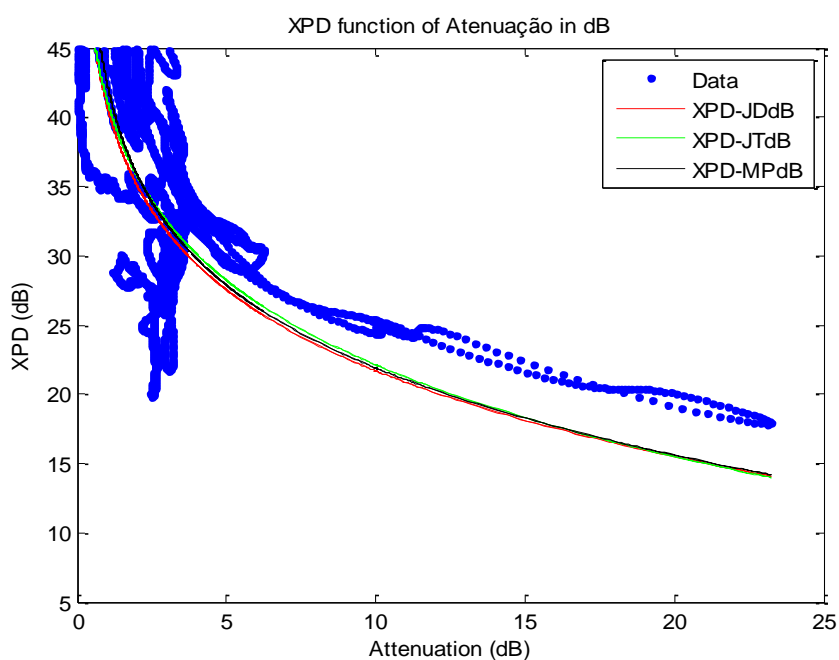


FIGURA 6-69 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

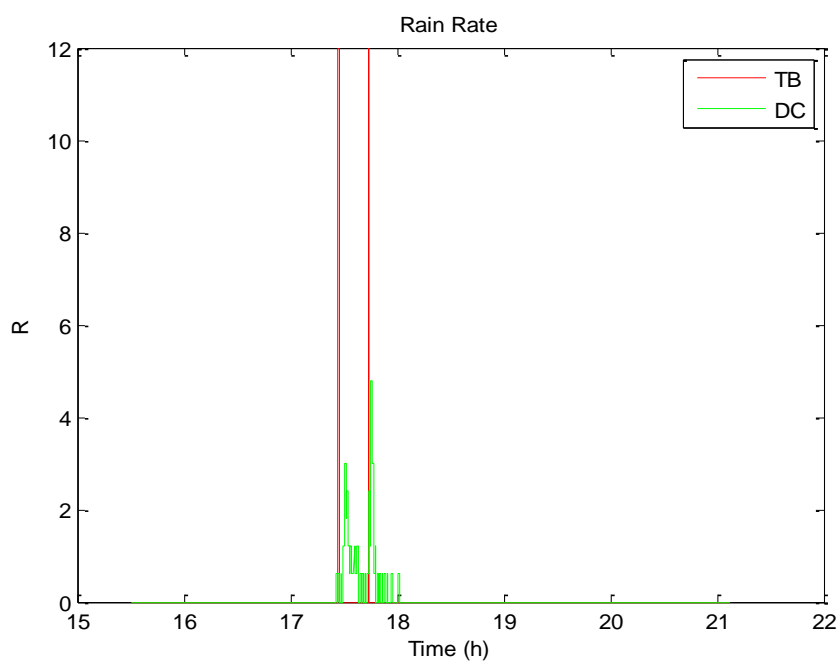


FIGURA 6-70 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

Avaliando a parte real do XPD medido em função da atenuação, e confrontando esta relação com a mesma relação para as previsões teóricas, pode-se constatar que a distribuição de Joss Drizzle é a mais adequada, como se observa na Figura 6-67. Repare-

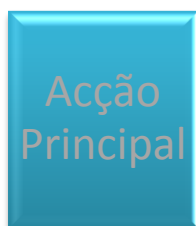
se, entretanto, na alteração subtil do padrão das medidas para atenuações até cerca de 7 dB, observando-se nesta alteração a influência do gelo.

Esta influência está bem patente na Figura 6-68 onde se observa a mesma relação mas para a componente em quadratura do XPD. Aqui, como já se tinha visto, a influência do gelo é bem mais dramática e mostra como esta componente está contaminada por gelo, levando a que esta fonte informativa sugira que a melhor DSD modeladora do evento é Joss Thunderstorm, o que é claramente errado.

Também na Figura 6-69 se observa como o gelo altera o padrão das medidas, e como causa despolarização acentuada para baixas atenuações.

Finalmente, a Figura 6-70 apresenta a taxa de precipitação que se mostra diminuta.

Perante esta análise inicial, importa, numa primeira instância, e visto que o evento deverá ser dominado temporalmente por gelo, encontrar a chuva e avaliar a possibilidade da sua separação nas duas DSD.



Entrando no processo “Análise da Selecção”, o primeiro troço a ser analisado é o troço compreendido entre as 17.22 h e as 17.36 h, e a primeira figura em análise é o detalhe da série temporal da atenuação observado na Figura 6-71.

A Figura 6-72 permite avaliar a evolução temporal de cada componente do XPD em conjunto com a atenuação. Como se pode observar, as componentes em fase e em quadratura do XPD são de magnitude comparável e forte despolarização ocorre neste intervalo considerado.

Perante a avaliação da Figura 6-73 pode-se observar a representação do XPD em gráfico polar com a sobreposição das respectivas previsões teóricas. Como se vê, a separação da chuva do gelo efectiva-se perfeitamente e uma vez mais se constata o seguimento de duas DSD pela chuva tomada. O intervalo temporal é de 8.4 minutos, o que é um intervalo bastante reduzido, pelo que a separação das duas DSD não nos parece necessária. Sensato será procurar encontrar a melhor DSD modeladora do evento de chuva associada a um correcto factor de redução da anisotropia tal que a reconstrução dos dados seja adequada.

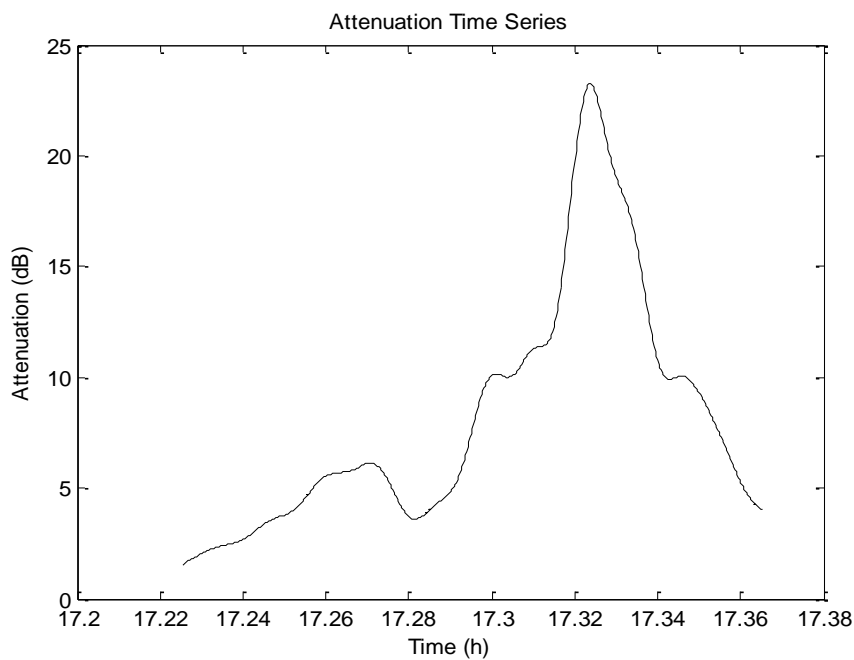


FIGURA 6-71 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

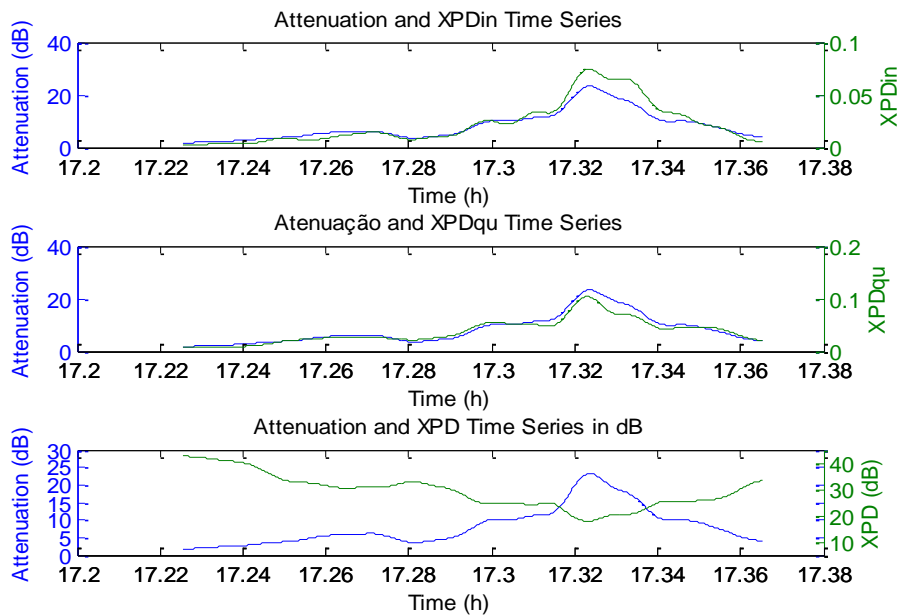


FIGURA 6-72 - SÉRIES TEMPORAIS CONJUNTAS DO XPD E DA ATENUAÇÃO.

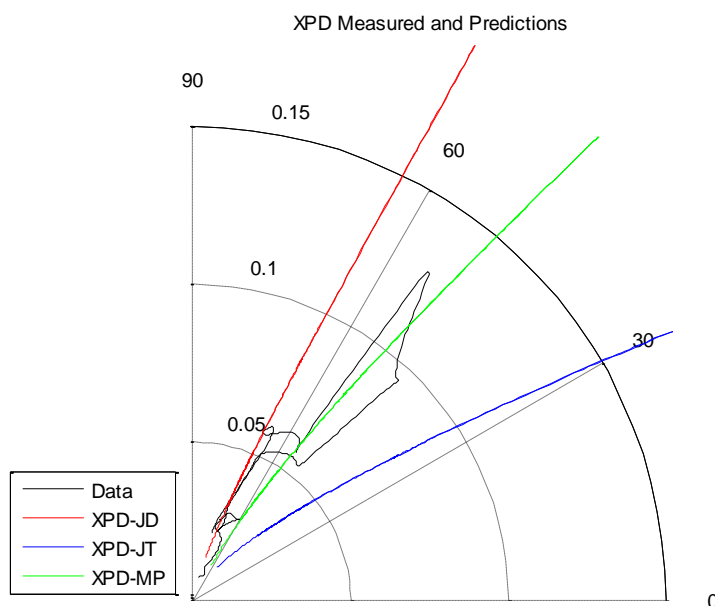


FIGURA 6-73 - GRÁFICO POLAR DO XPD.

Atentando na Figura 6-74 pode-se reparar em como agora o padrão das medidas segue bem o padrão das previsões teóricas, não se observando desvios significativos no padrão das medidas, significando uma vez mais que o gelo foi separado com sucesso e que estamos em posição de aplicar um factor adequado de redução da anisotropia de chuva tal que o evento possa ser modelado por uma das previsões.

Entretanto, a Figura 6-75 apresenta a taxa de precipitação observada no intervalo temporal em análise e que se apresenta nula em todo o troço.

A Figura 6-76 apresenta o factor de redução da anisotropia em função da atenuação para cada DSD. A distribuição de JD tende para a unidade, podendo indicar-se como possivelmente a melhor distribuição. Cuidado deve ser tomado a considerar esta conclusão, uma vez que, de forma geral, este raciocínio conduz a conclusões inadequadas ao contexto gerado pelas restantes fontes informativas. Ainda que interessante seja a análise desta fonte, sugere-se que não sejam tomadas conclusões com base nesta, a não ser em casos muito pontuais em que o contexto não é menosprezado e corrobora a tese proposta pela análise do factor de redução proposto. Em geral, a principal informação a reter circunscreve-se à avaliação da qualidade da aproximação gerada automaticamente.

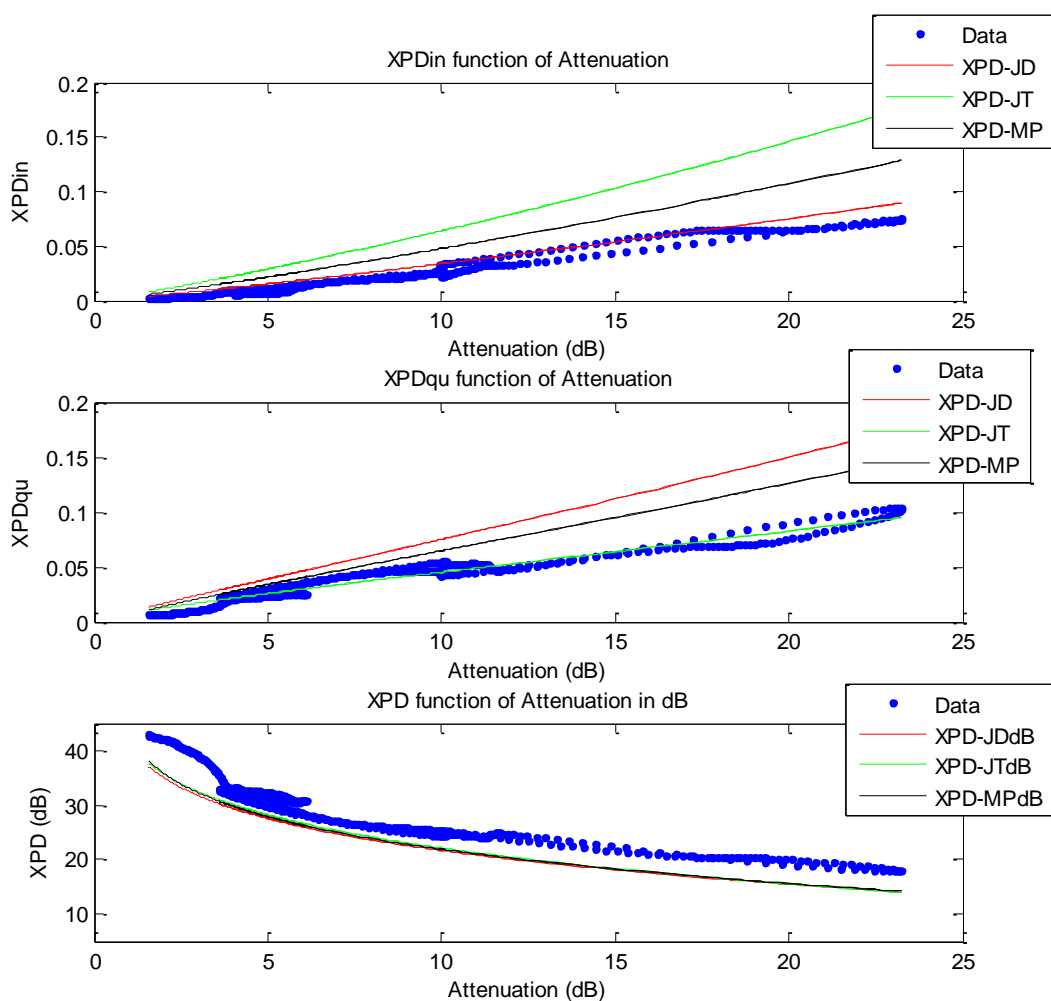


FIGURA 6-74 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

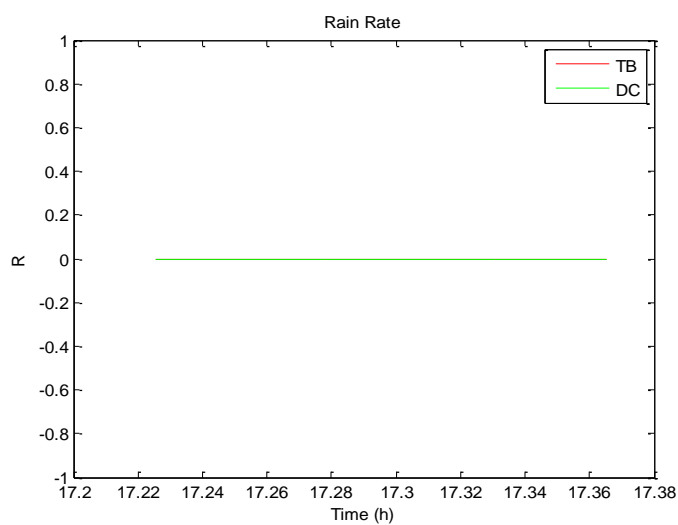


FIGURA 6-75 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

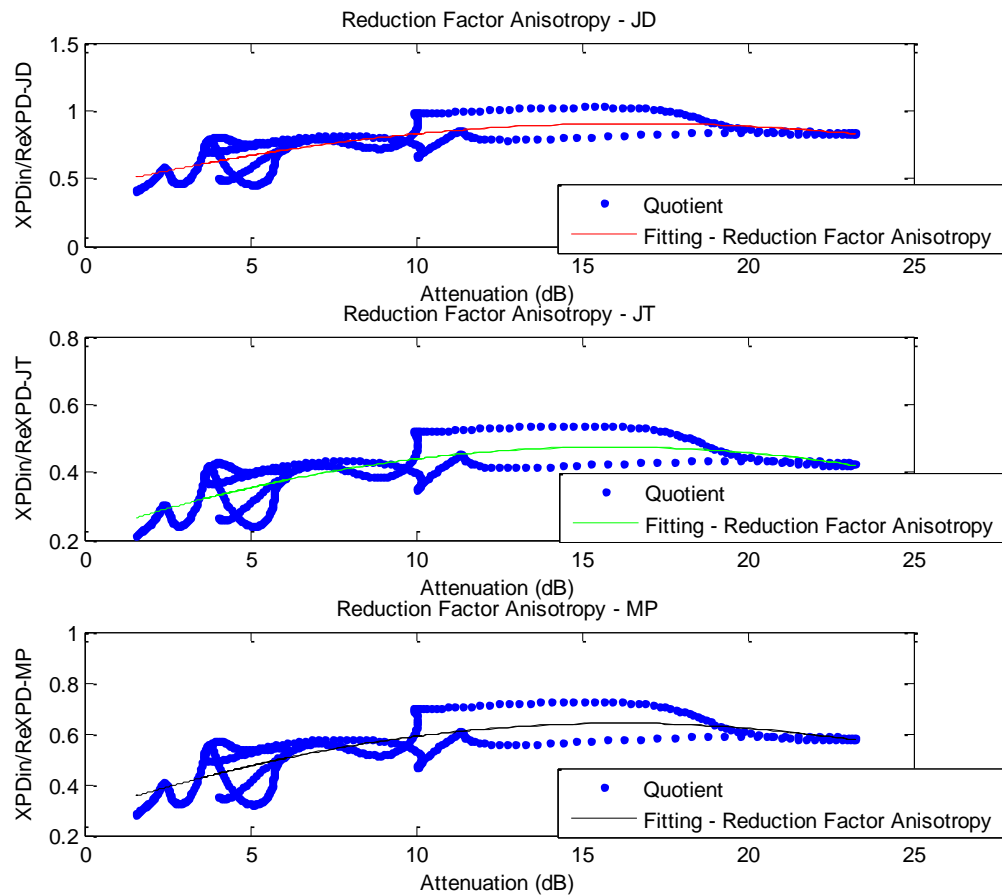


FIGURA 6-76 - FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA.

Como se pode observar, todas as aproximações geradas automaticamente seguem bem os dados a aproximar, pelo que qualquer factor proposto é passível de aplicação qualquer que seja a DSD, não que necessariamente conduza a reconstruções adequadas.

Entretanto, a avaliação da Figura 6-77 revela que, em termos médios, a diferença entre as partes reais do XPD medido e do XPD das previsões teóricas é mais reduzida para MP, assim como o seu desvio padrão. Tomando esta informação em conjunto com a análise da Figura 6-78 que reforça a distribuição de MP como a mais adequada tem-se a primeira pista sólida de que a DSD porventura mais adequada para modelar a chuva deverá ser MP. Repare-se como JD apresenta uma componente negativa na parte real do XPD de gelo, significando que as previsões para JD sobrestimam a chuva.

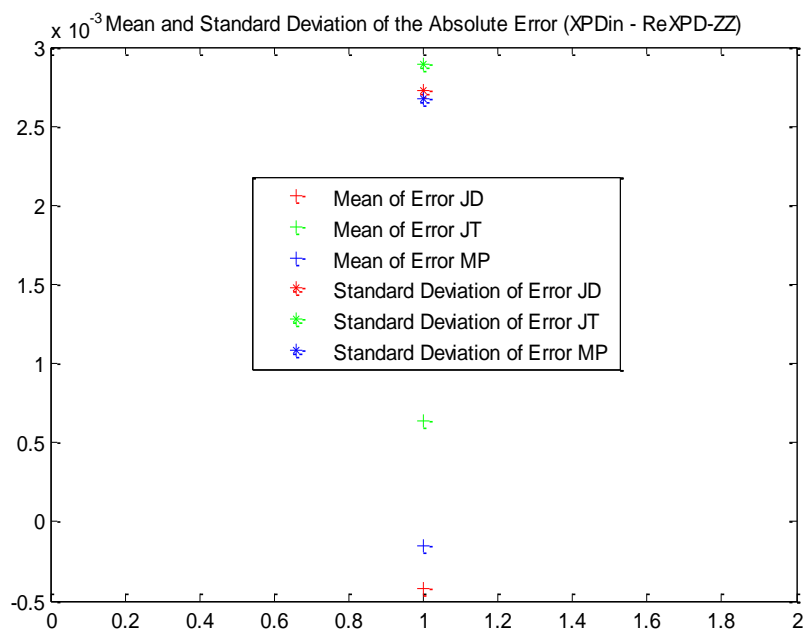


FIGURA 6-77 - MÉDIA E DESVIO PADRÃO ASSOCIADO À DIFERENÇA ENTRE AS PARTES REAIS DO XPD MEDIDO E PREVISTO.

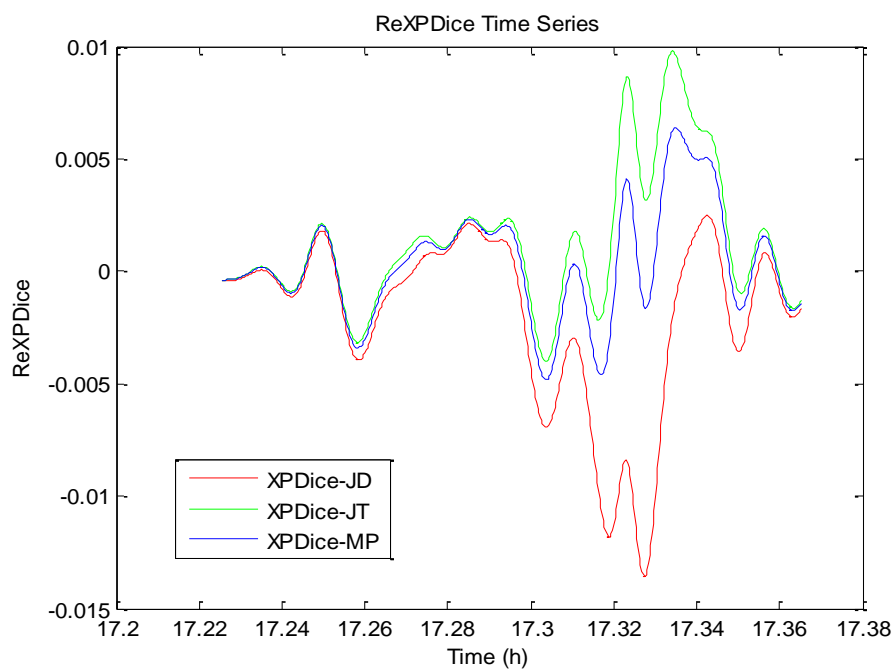


FIGURA 6-78 - SÉRIE TEMPORAL DA PARTE REAL DO XPD DE GELO.

Também JT assume uma magnitude superior à observada para MP nesta figura, o que mostra como esta DSD subestima a chuva, oferecendo o excesso ao gelo.

Atente-se agora na Figura 6-79 onde se pode observar o XPD em gráfico polar e as respectivas reconstruções para cada DSD, tendo-se empregue os factores de redução da anisotropia automáticos, apresentados na Figura 6-76. Como se pode constatar, a melhor reconstrução é da distribuição de Marshall e Palmer, que, de facto, implementa uma boa reconstrução dos dados. A distribuição JD, que à partida seria também uma boa escolha, acaba por revelar-se como sendo a que resulta na pior reconstrução.

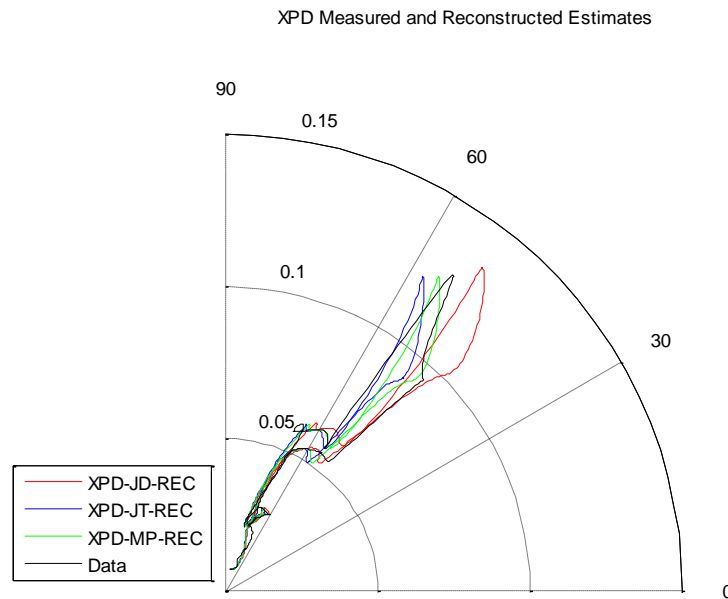


FIGURA 6-79 - XPD EM GRÁFICO POLAR E RECONSTRUÇÕES.

Tomando agora a Figura 6-80 pode-se observar como os dados são bem reconstruídos pela distribuição de MP, tanto na componente em fase do XPD como na componente em quadratura e mesmo na avaliação do mesmo em dB.

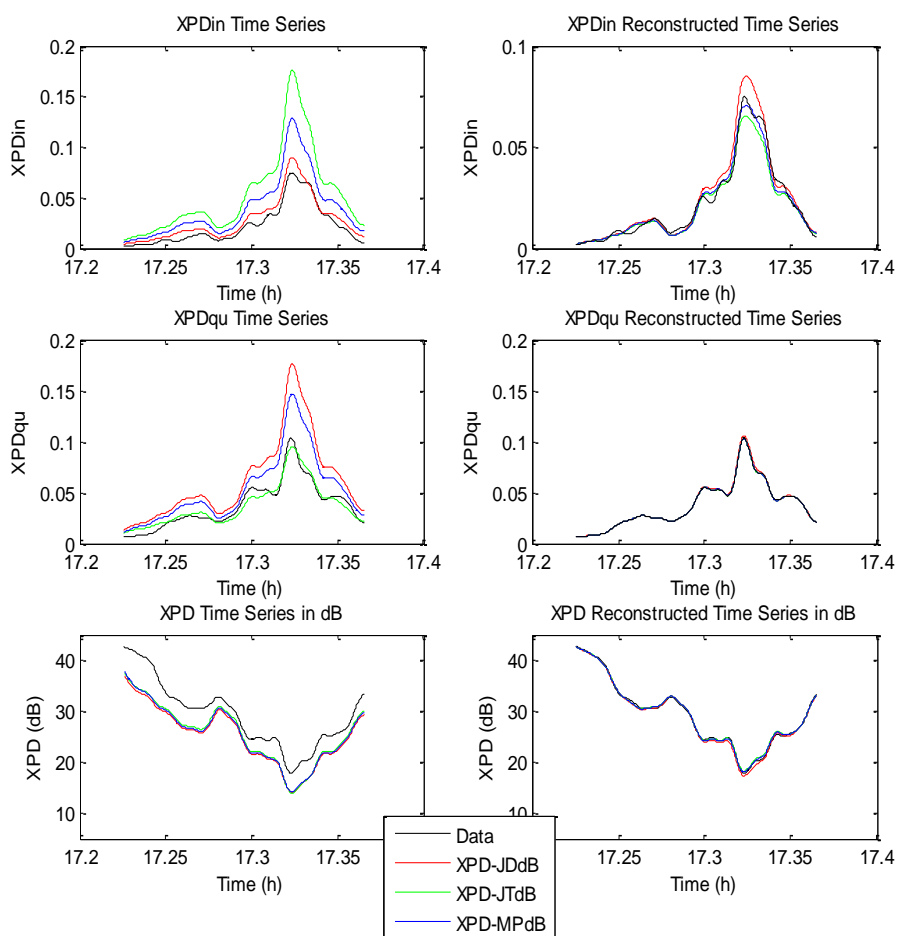


FIGURA 6-80 - SÉRIES TEMPORAIS DO XPD E RESPECTIVAS RECONSTRUÇÕES.

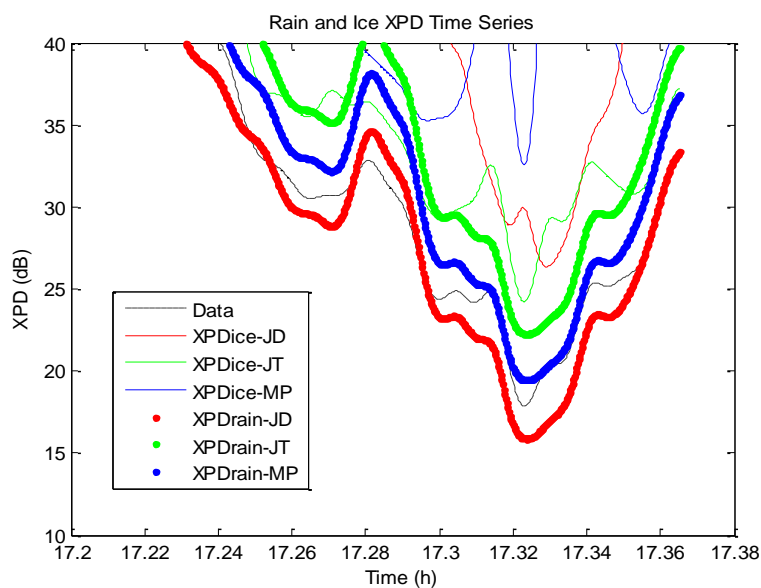


FIGURA 6-81 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD MEDIDO, XPD DE CHUVA PREVISTA E XPD DE GELO.

Por fim, na Figura 6-81 observa-se a série temporal do XPD medido em dB, assim como as respectivas previsões para o XPD de chuva para cada DSD e o XPD de gelo determinado.

Como se comprova, o evento é modelado por chuva que, mediante a aplicação de um correcto factor de redução da anisotropia, se revela ser bem modelada pela distribuição de Marshall e Palmer, principalmente para despolarizações superiores.

Na Figura 6-82 encontra-se um detalhe da série temporal do XPD em dB com a sobreposição das reconstruções para cada DSD.

Pela análise das Figura 6-79 e Figura 6-82 fica também patente o que aconteceria, caso a DSD fosse inocentemente mal escolhida. Escolhendo JD a despolarização é sobrestimada, enquanto que tomando JT a mesma é subestimada, além da fraca reconstrução de cada componente do vector XPD. Aplica-se aqui o termo inocente para a possibilidade de o utilizador tomar equivocadamente uma dada DSD, sem que force um dado valor para o factor de redução tal que uma dada DSD pretendida se ajuste aos dados forçosamente. De facto, na prática tal é possível, tratando-se, contudo, de uma conduta negligente no caso do valor sugerido para o factor de redução não ser sensato e não tomar em plena conta o contexto das restantes fontes informativas.

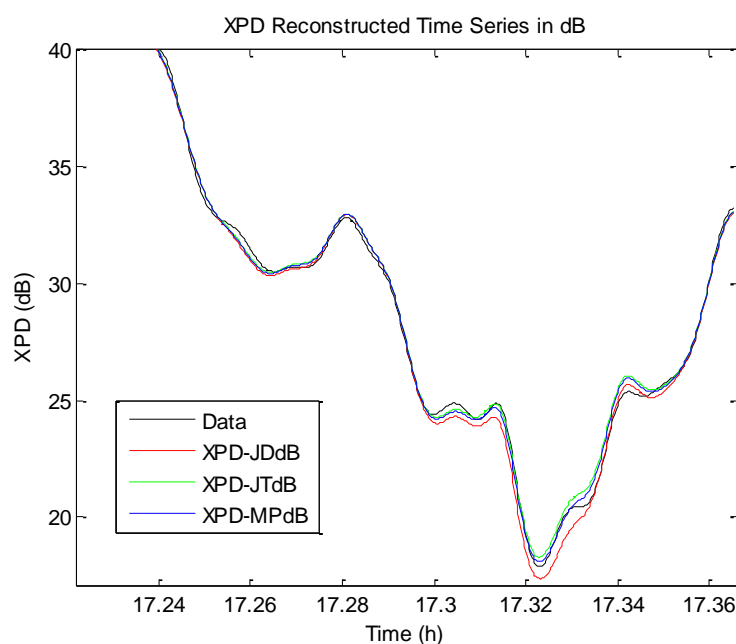


FIGURA 6-82 - DETALHE DA RECONSTRUÇÃO DOS DADOS.

Finda a análise deste troço, e portanto desta corrida, a análise deste evento não chegou ao seu término. Posto isto, as figuras associadas ao processo “Acção Principal” são marcadas e o utilizador é encaminhado novamente para o processo “Seleção de Dados”.

Acção
Principal

Acção
Lateral

Análise
da
Seleccção

O troço em análise seguinte é o troço inicial do evento, onde se suspeita a existência de gelo, uma vez que a chuva foi bem separada na corrida antecedente.

A figura inspeccionada inicialmente em maior detalhe é a série temporal da atenuação que se apresenta na Figura 6-83. Como já se tinha referido, a magnitude desta grandeza é sugestiva da presença de gelo.

Também na Figura 6-84, onde se apresentam as séries temporais de cada componente do XPD em conjunto com a da atenuação se observa que a componente em quadratura do XPD apresenta uma elevação substancialmente maior que a correspondente componente em fase, o que é uma pista da existência de gelo.

Entretanto, pode-se observar que durante boa parte deste troço se tem ruído, uma vez que tanto a atenuação como o XPD se encontram em torno de zero. A separação do ruído poderá ser de interesse, especialmente se a despolarização não for elevada, e a manifestação deste ruído for intensa. Essa inspecção foi levada a cabo e concluiu-se que a separação desta contribuição (gerando-se mais corridas e subdivisões do evento) não se justifica.

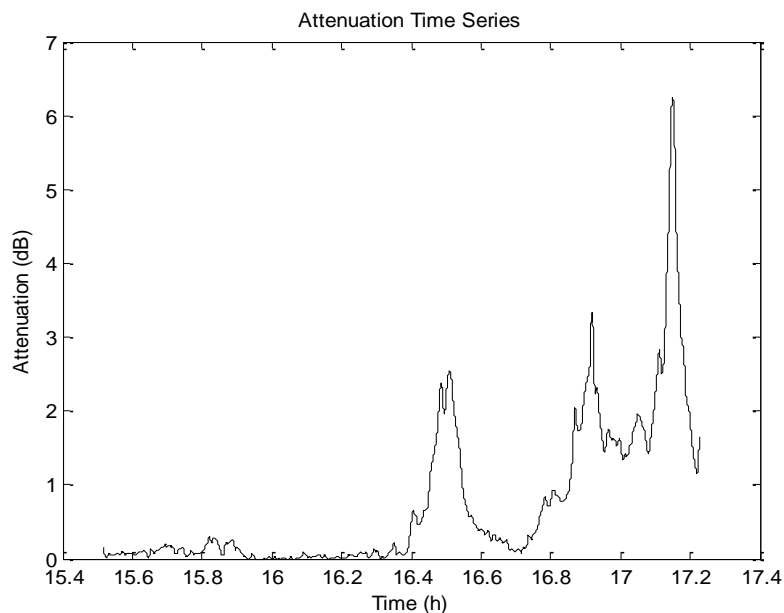


FIGURA 6-83 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

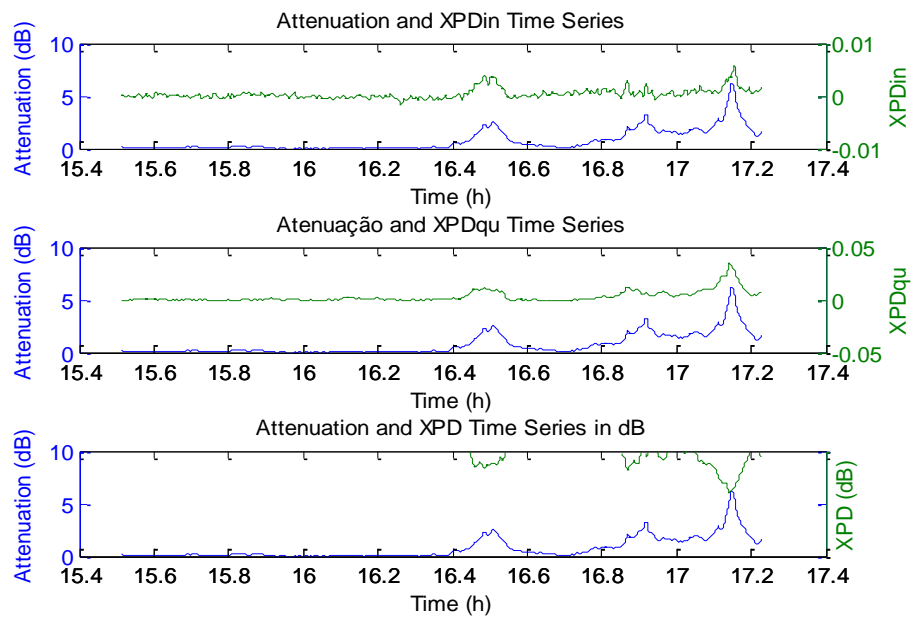


FIGURA 6-84 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD CONJUNTO COM A ATENUAÇÃO.

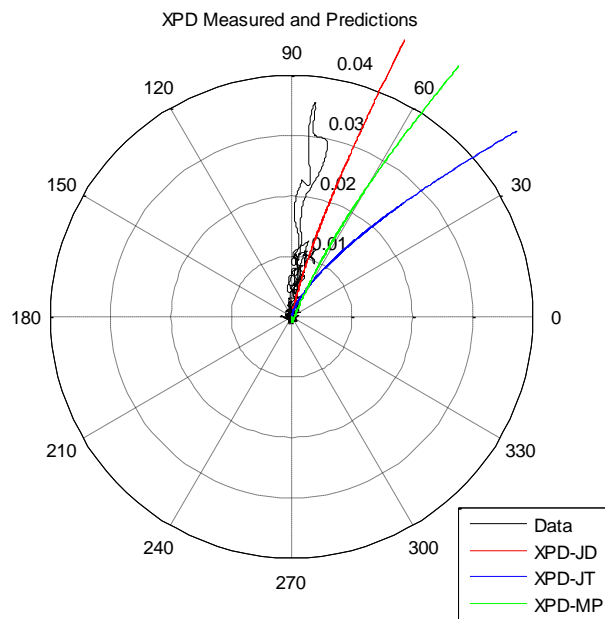


FIGURA 6-85 - GRÁFICO POLAR DO XPD.

Atente-se entretanto na série temporal do XPD em dB conjunto com a atenuação, onde se observa uma atenuação modesta com despolarização moderada, magnitudes sugestivas, uma vez mais, da presença de gelo.

Avançando-se sobre a análise da Figura 6-85, onde figura a representação do XPD em gráfico polar, pode-se observar que o troço em análise apresenta um vector XPD com uma componente em fase diminuta, comparativamente à sua fase em quadratura. A menos de uma ligeira inclinação, este encontra-se encostado ao eixo imaginário, podendo-se concluir desde já que se está perante um troço no qual a população anisotrópica envolvida é gelo. Repara-se como a componente associada ao ruído supracitado fica camuflada e nada evidente na representação em gráfico polar, confirmando que não há necessidade de separação desta componente.

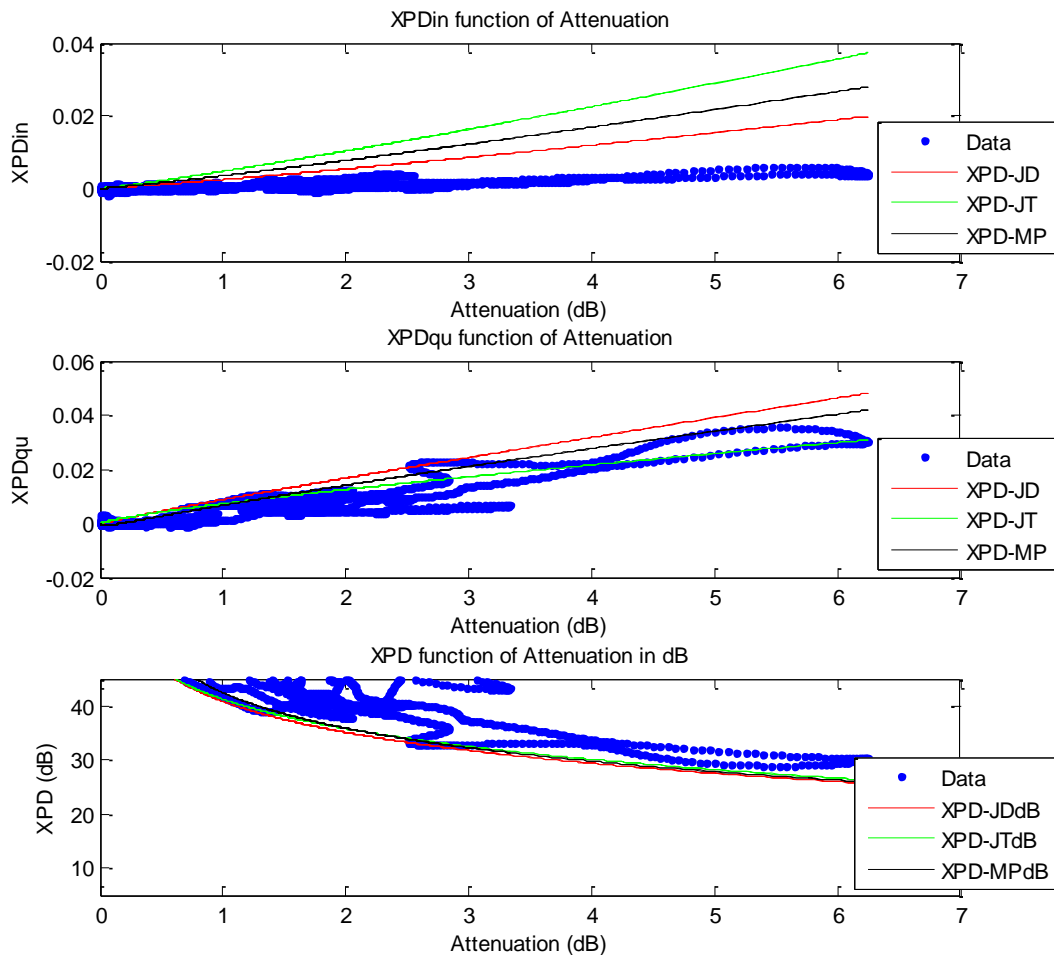


FIGURA 6-86 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Atente-se agora na Figura 6-86 onde se pode observar cada componente do XPD em função da atenuação. Tomando a componente em fase, repare-se como esta se apresenta bem comportada. Não nos deixemos, porém, levar pelas aparências, e cuidado tenhamos reparando como esta componente não se afasta de zero qualquer que seja a atenuação considerada. Para as componentes restantes, uma vez mais fica patente a sua contaminação por gelo, traduzido na alteração súbita do padrão das medidas efectuadas.

A taxa de precipitação para o intervalo temporal considerado é nula e ao tomar um factor de redução para a anisotropia optou-se pela introdução manual do factor nulo, resultando-se numa reconstrução simples e que se apresenta nas Figura 6-87 e Figura 6-88.

Como se pode constatar pela análise da série temporal do XPD em dB, a reconstrução é perfeita provando-se que a aplicação do factor de redução da anisotropia foi adequada.

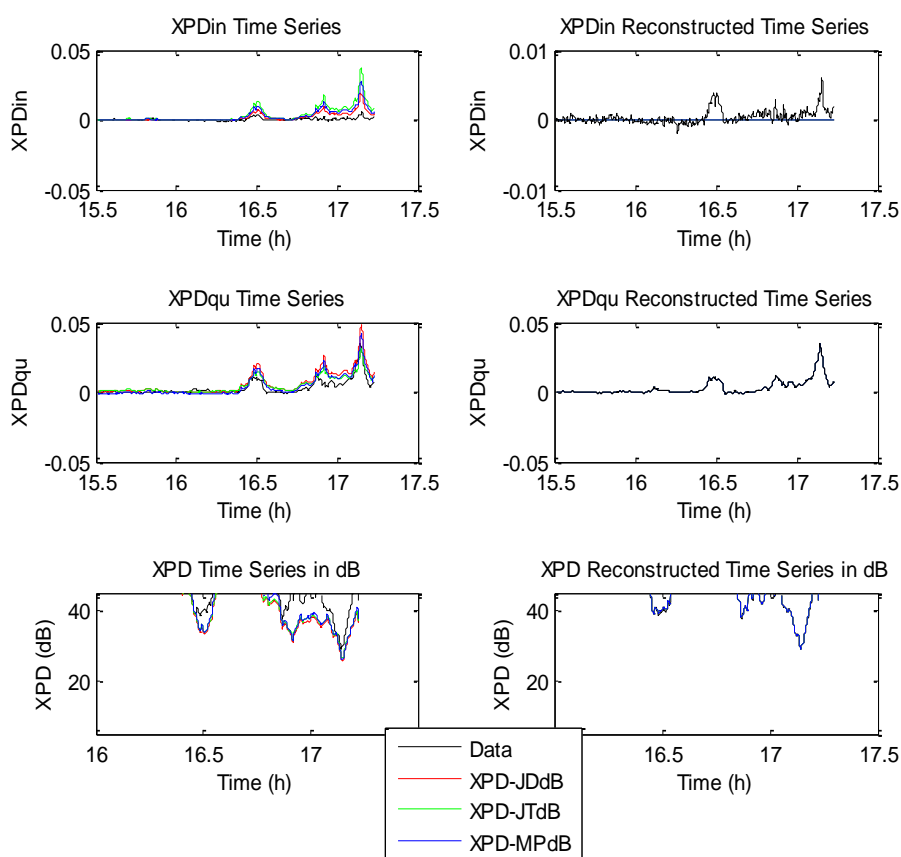


FIGURA 6-87 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD E RESPECTIVAS RECONSTRUÇÕES.

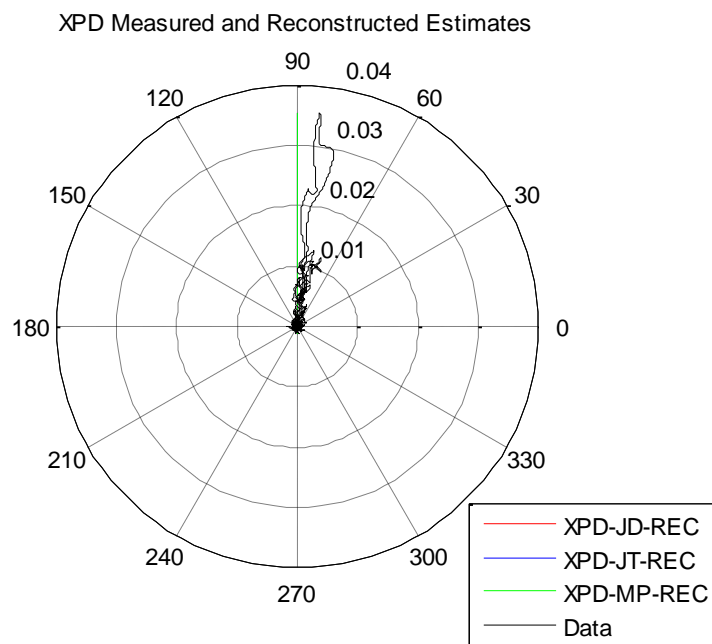


FIGURA 6-88 - XPD RECONSTRUIDO EM GRÁFICO POLAR.

Como já justificado, as restantes figuras, em virtude da aplicação de um factor de redução nulo, não são de interesse.



Finda a análise deste troço, volta-se uma vez mais ao processo “Seleccção de Dados”, tomando-se desta vez o troço final do evento.

O processo “Análise da Selecção” apresenta agora as figuras correspondentes ao novo troço do evento em análise, e uma vez mais se tem primeiramente a série temporal da atenuação e que se apresenta na Figura 6-89, observando-se a existência de uma atenuação baixa na totalidade da corrida em causa.

A partir das 18.5 h não existem dados de despolarização de interesse, ainda que a atenuação não permaneça nula a partir dessa hora. Uma vez mais se verá que dividir o troço de forma a extrair o intervalo no qual se tem despolarização do troço no qual a despolarização não é de relevo não é de interesse pelo que se toma a totalidade deste troço.

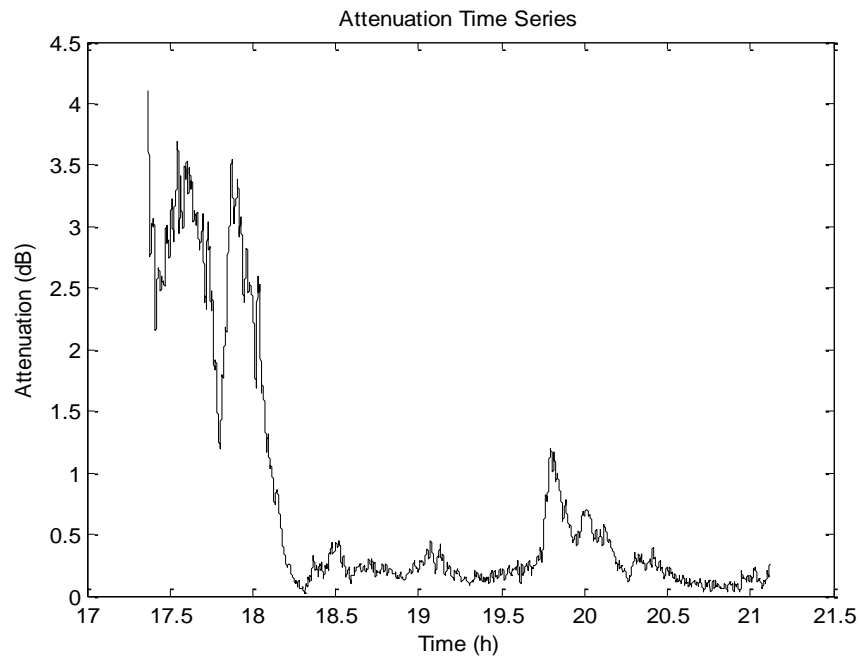


FIGURA 6-89 - SÉRIE TEMPORAL DA ATENUAÇÃO.

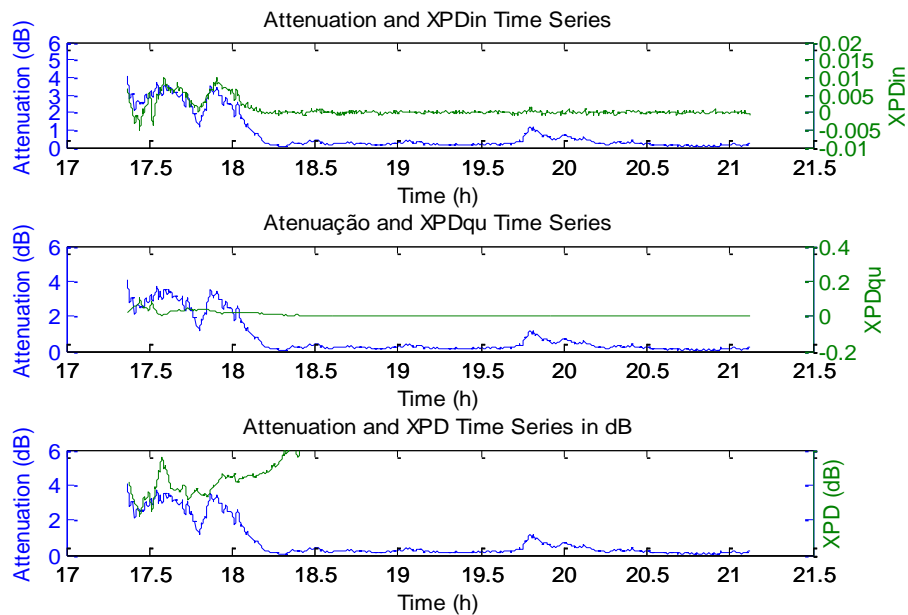


FIGURA 6-90 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD CONJUNTO COM A ATENUAÇÃO.

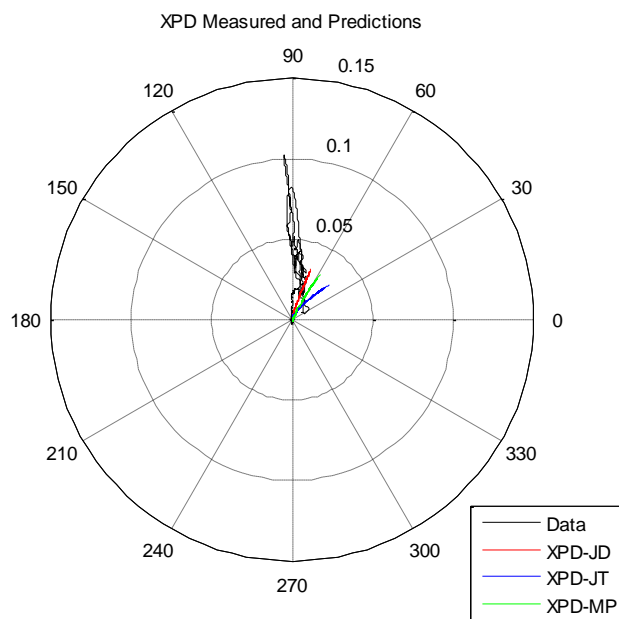


FIGURA 6-91 - XPD EM GRÁFICO POLAR.

Tomando a análise da Figura 6-91 pode-se confirmar o que já era espectável para este intervalo temporal. De facto, observa-se que o vector XPD é vertical e representativo de gelo. Repare-se, no entanto, que para valores de despolarização mais reduzida os dados desviam-se ligeiramente sobrepondo-se transversalmente às previsões teóricas para chuva. Um detalhe desta representação encontra-se na Figura 6-92.

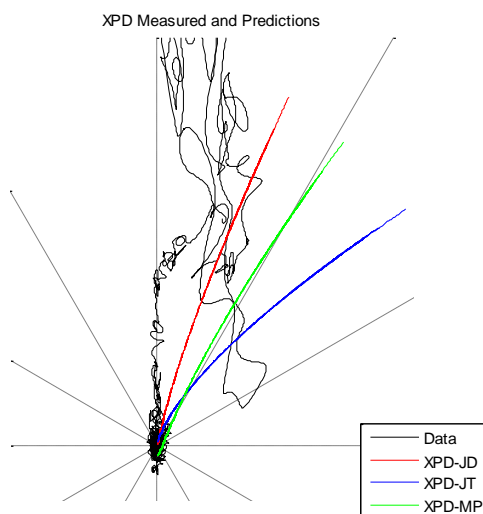


FIGURA 6-92 - DETALHE DA REPRESENTAÇÃO EM GRÁFICO POLAR DO VECTOR XPD.

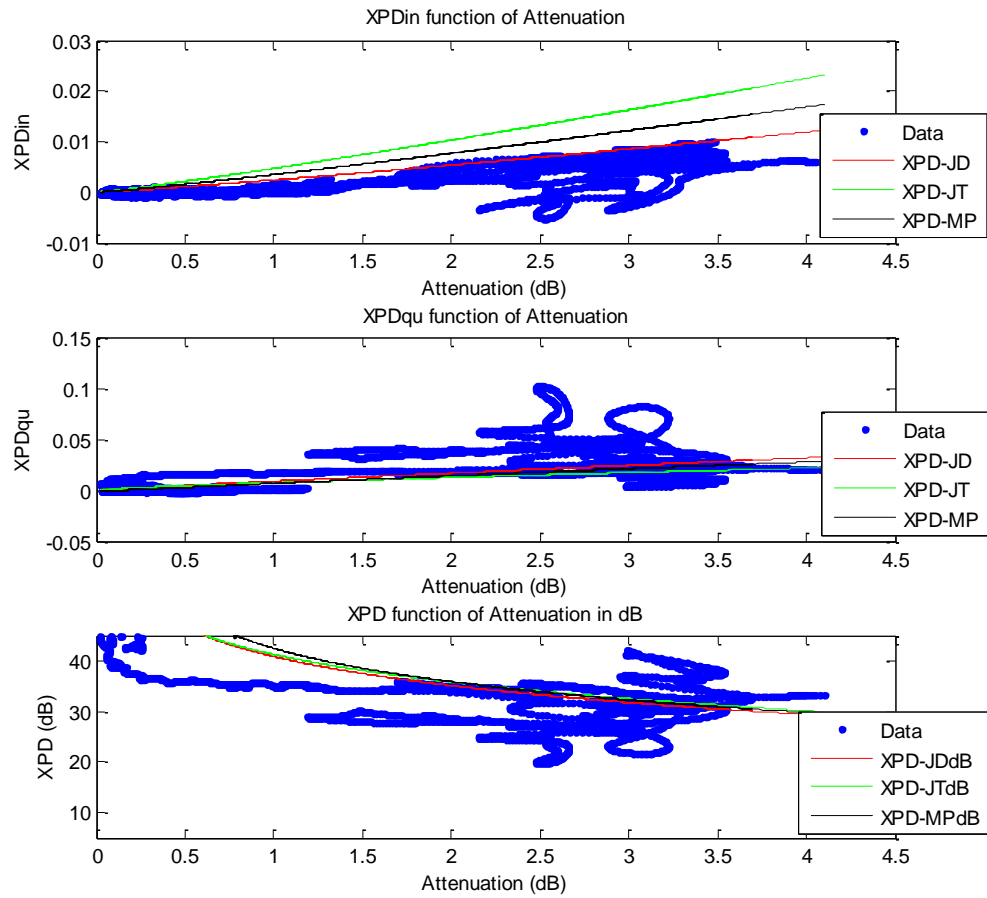


FIGURA 6-93 - XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Tomando a análise da Figura 6-93 confirma-se a presença clara de gelo, observando-se grandes desvios no padrão das medidas efectuadas, em todas as componentes do XPD.

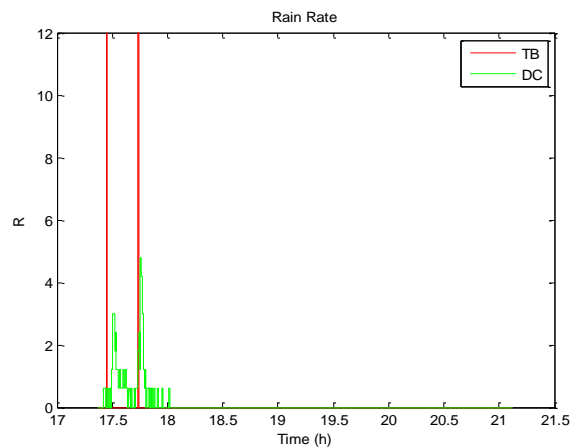


FIGURA 6-94 - TAXA DE PRECIPITAÇÃO.

Entretanto, na Figura 6-94 observa-se a taxa de precipitação associada ao intervalo temporal em análise, reparando-se o registo de uma precipitação reduzida no início do intervalo em consideração, onde se observa adicionalmente atenuação reduzida e forte despolarização, associada em grande parte a gelo.

Na Figura 6-95 encontra-se a representação do factor de redução da anisotropia automático e proposto para cada DSD. Como se pode observar, qualquer que seja a DSD tomada, a aproximação manifesta-se adequada. Entretanto, ainda que diminuta, a possibilidade de chuva na contribuição para a despolarização e atenuação não é nula, pelo que tendo-se oportunidade de tomar um factor de redução automático que se manifeste sensato é uma boa opção, confirmando-se esta tese pela análise da qualidade da reconstrução dos dados.

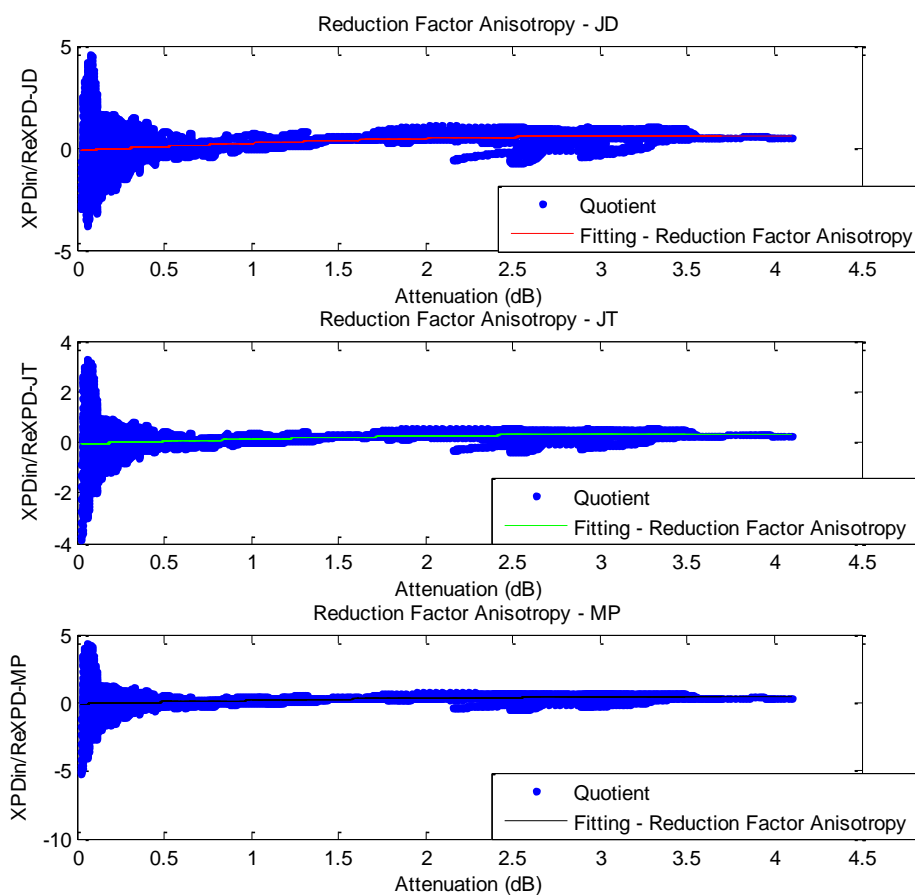


FIGURA 6-95 - FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Como se pode observar na Figura 6-96, qualquer DSD apresenta nesta fonte informativa um desempenho idêntico. A média associada à diferença entre a componente em fase do

XPD medido e a mesma componente do XPD estimado e afectado já do factor de redução proposto é reduzida e os desvios associados sobrepõem-se, pelo que esta figura não constitui uma fonte de informação relevante para a análise.

Também a componente em fase do XPD de gelo determinado para cada DSD apresenta um desempenho similar qualquer que seja a DSD considerada, pelo que esta figura reveste-se da mesma importância da anterior.

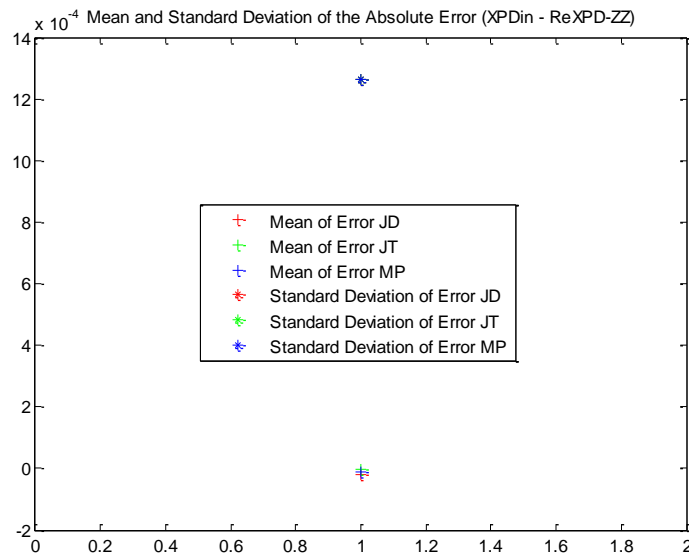


FIGURA 6-96 - MÉDIA E DESVIO PADRÃO DA DIFERENÇA ENTRE A COMPONENTE EM FASE DO XPD MEDIDO E DO XPD ESTIMADO.

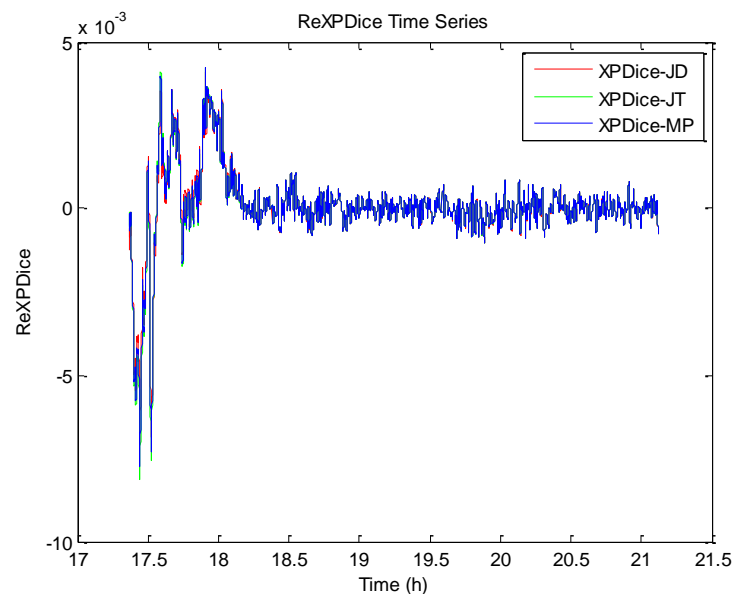


FIGURA 6-97 - SÉRIE TEMPORAL DA PARTE REAL DO XPD DE GELO.

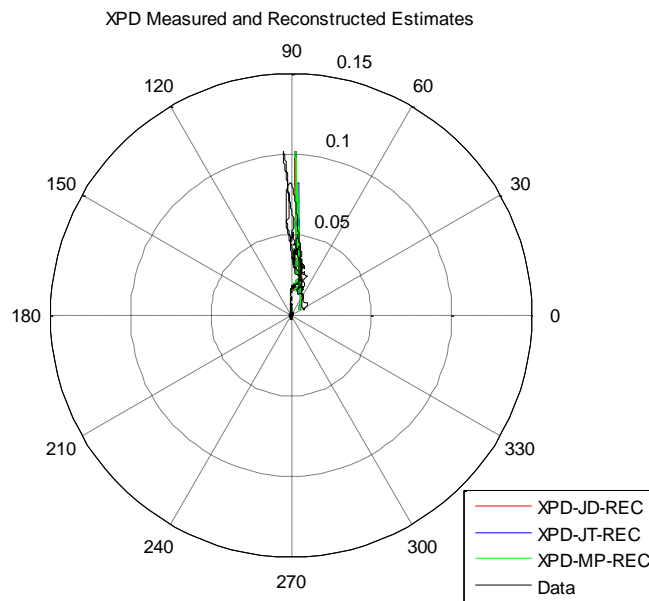


FIGURA 6-98 - XPD RECONSTRUIDO EM GRÁFICO POLAR.

A Figura 6-98 e a Figura 6-99 permitem fazer uma análise à reconstrução dos dados com base no factor de redução utilizado. Como se pode observar na Figura 6-98 a reconstrução dos dados decorre adequadamente, ainda que não seja possível escolher uma DSD mais adequada. De facto, tal ocorrência não é surpreendente, atendendo a que se trata de um troço dominado por gelo e por isso, sem que uma DSD em particular deva ser tomada.

Recorreu-se aqui ao uso de um factor de redução da anisotropia automático (que se manifestou sensato) devido à possibilidade, ainda que diminuta, da existência de uma componente residual de chuva transversal a todas as DSD, e, de facto, observa-se agora como a reconstrução é bastante satisfatória numa representação em gráfico polar, tomando-se em conta esta contribuição para a componente em fase do XPD, por oposição à situação na qual se tomaria um factor de redução nulo e se anularia por completo a possibilidade desta contribuição que, ainda que diminuta, existencial nesta componente.

Na Figura 6-99 observa-se também que a reconstrução do XPD medido é adequada, principalmente se for tomada a série temporal do XPD em dB.

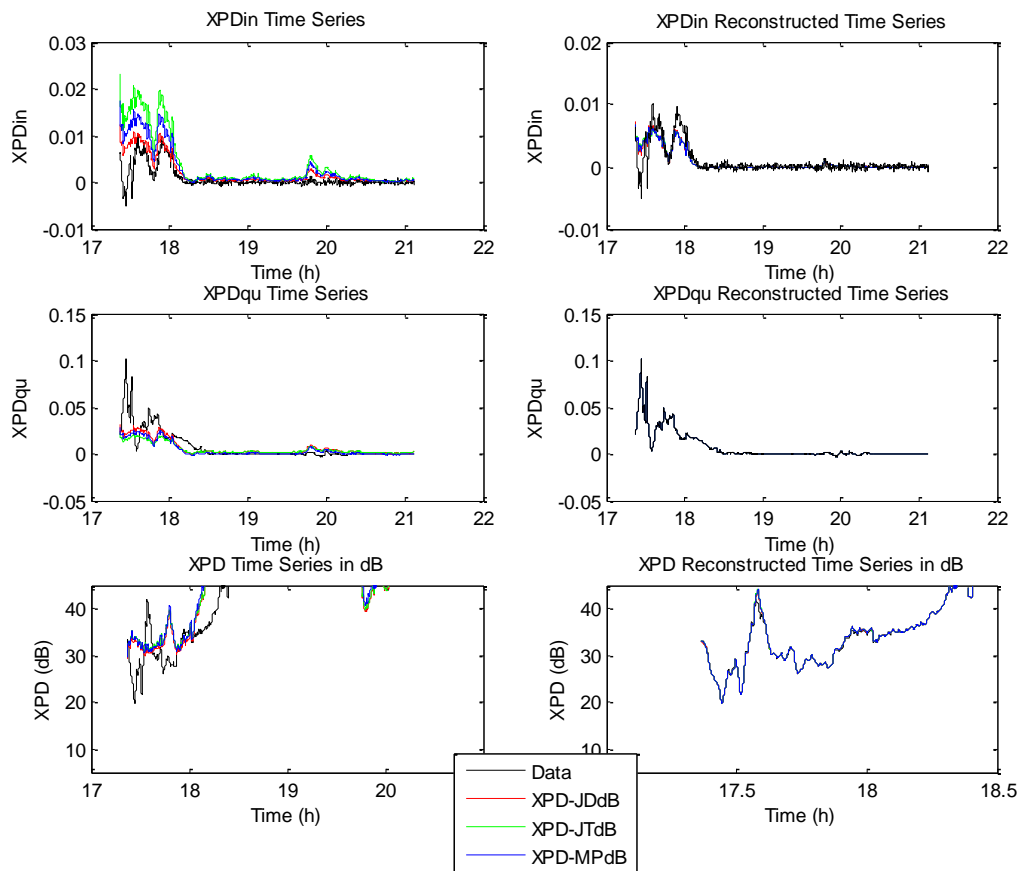


FIGURA 6-99 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD E RECONSTRUÇÕES RESPECTIVAS.

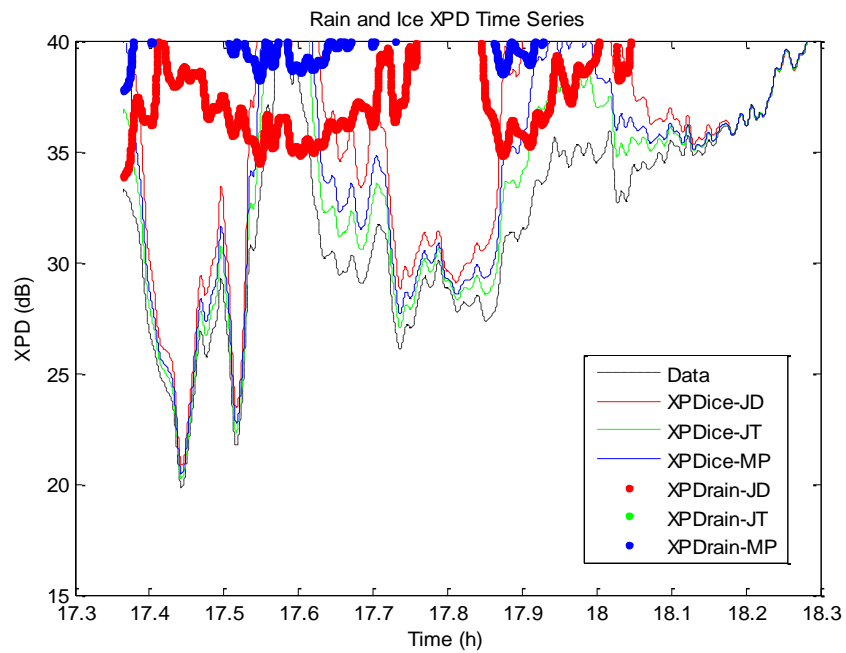


FIGURA 6-100 - SÉRIE TEMPORAL DO XPD MEDIDO, DO XPD DE CHUVA PREVISTO E DO XPD DE GELO DETERMINADO.

Finalmente, e para terminar, a Figura 6-100 apresenta as séries temporais do XPD medido, do XPD de chuva corrigido e do XPD de gelo determinado.

Como se pode constatar, o evento é marcado por gelo, havendo, contudo, alguns intervalos temporais mais reduzidos nos quais a chuva manifesta ter alguma preponderância, ainda que substancialmente mais reduzida, uma vez que os dados, que são bem reconstruídos, não se sobrepõem na perfeição a uma das previsões para o XPD de gelo. Repare-se, no entanto, como no fim do intervalo apresentado na Figura 6-100 a contribuição da chuva cessa e os dados se sobrepõem exactamente a todas as previsões para o XPD de gelo.

CAPÍTULO 7

RESULTADOS

7 INTRODUÇÃO

Finda a análise e o processamento dos dados, descrito no capítulo anterior, os eventos processados carecem de uma análise estatística. Para tal, desenvolveu-se uma aplicação que permite desenvolver um conjunto de estatísticas sobre os dados processados.

Esta aplicação, bem como os resultados decorrentes desta são a seguir apresentados para todo o ano de dados considerado.

7.1 APLICAÇÃO DE ANÁLISE ESTATÍSTICA DE EVENTOS

Para proceder à análise estatística dos eventos processados desenvolveu-se uma aplicação que efectua dois tipos de estatísticas: cumulativas e conjuntas.

Por definição, uma estatística cumulativa descreve a probabilidade de uma variável aleatória ser maior ou igual do que determinado valor, ao passo que uma estatística conjunta permite avaliar a forma como duas variáveis aleatórias se relacionam em simultâneo, isto é, permite avaliar a probabilidade de duas variáveis aleatórias apresentarem um determinado valor simultaneamente.

Esta aplicação gere de forma automática todo um sistema de ficheiros pelo que o processo é essencialmente automatizado, existindo ainda alguns mecanismos de controlo.

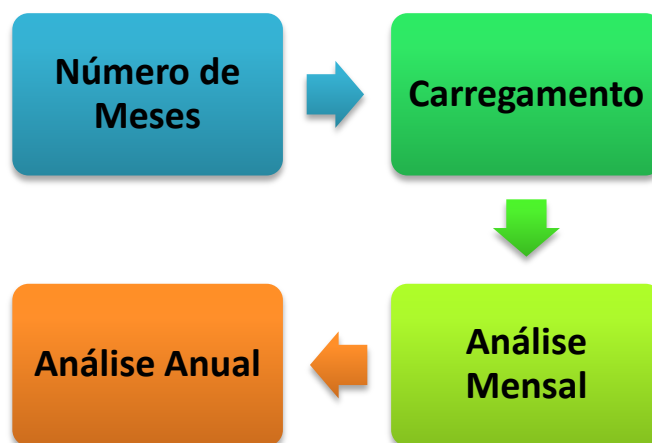


FIGURA 7-1 - FLUXOGRAMA DA APLICAÇÃO DE ANÁLISE ESTATÍSTICA DE EVENTOS.

A aplicação inicia-se inquirindo o utilizador do número de meses que pretende analisar de seguida. Posto isto, o utilizador é convidado a introduzir o mês que pretende analisar no instante e num formato pré-definido. A aplicação efectiva depois a pesquisa, numa base de dados, pelos dados correspondentes ao mês introduzido, cujo nome não carece de um formato especial.

O processo irá sucessivamente carregar os dados de cada corrida de cada evento analisado e fará as contabilizações necessárias ao posterior desenvolvimento das estatísticas. Finda toda a contabilização das variáveis de interesse, o processo “Análise Mensal” desenvolve todas as estatísticas cumulativas e conjuntas previstas, apresentando os resultados desta análise ao utilizador, ao mesmo tempo que armazena

automaticamente todas as variáveis decorrentes da análise estatística, bem como todas as figuras associadas, numa localização pré-definida e com o nome “MM_Mensal_Statistics_Data”, onde MM é o número do mês analisado, formato que é requerido ao utilizador aquando da introdução do mês que pretende analisar.

Sendo o utilizador notificado do término da análise do mês introduzido, este deverá indicar à aplicação a sua pretensão: ou de avançar para a análise do mês seguinte, ou o término imediato do programa. Caso opte pela primeira opção, todas as figuras desencadeadas são fechadas e o processo a correr a seguir será uma vez mais o processo “Carregamento” seguido do processo “Análise Mensal”. Este procedimento ocorre tantas vezes quantos meses o utilizador introduziu no início.

Finda a análise dos meses, o utilizador é inquirido quanto ao seu desejo de efectivar a análise anual dos dados, sendo informado adicionalmente de que, para tal, deverá ter previamente analisado todos os meses do ano.

Tendo sido efectuada a análise de todos os meses do ano, e assim pretendendo, o utilizador pode avançar para o processo “Análise Anual”, onde se efectiva o carregamento sucessivo dos dados armazenados pelo processo “Análise Mensal”, efectuando-se todas as contabilizações necessárias para que depois se calculem as estatísticas associadas ao ano de dados. Estas estatísticas são por fim apresentadas ao utilizador, e todas as variáveis determinadas neste processo, assim como as figuras desencadeadas são armazenadas numa localização pré-definida, sendo que os dados são armazenados com o nome “Anual_Statistics_Data”.

Poder-se-ia também ter desenvolvido um simples mecanismo de controlo tal que se permitisse efectivar uma análise sazonal. Porém, atendendo à quantidade de dados em causa, não nos parece relevante que este tipo de estatísticas seja desenvolvido. A alteração do processo “Análise Anual”, para que efective o carregamento automático, não dos doze, mas apenas de determinados meses, permitirá, de imediato, que este tipo de estatísticas seja desenvolvido, sugerindo-se porém que mais anos sejam analisados, para que estas possam ser ainda mais estáveis.

7.2 ESTATÍSTICAS CUMULATIVAS

Apresentam-se abaixo as estatísticas cumulativas desenvolvidas de maior relevo. Adicionalmente, outras estatísticas foram conduzidas, e podem ser consultadas em anexo.

A primeira estatística de relevo corresponde à função densidade cumulativa da atenuação. Esta, ainda que vá para além do proposto para esta dissertação, apresenta-se

na Figura 7-2. Como seria espectável, a probabilidade inerente à ocorrência de eventos de maior atenuação é reduzida, principalmente eventos onde se regista atenuação superior a 15 dB. De salientar que se apresenta, na mesma figura, a percentagem de tempo considerado na estatística associada. De facto, não ocorrem eventos em cem por cento do ano, mas sim, apenas uma porção do ano é marcada por ocorrências passíveis de avaliação. Assim, após a análise e o processamento de todos os eventos registados para o ano de 2009, tem-se que apenas 13.69 % do ano foi considerado.

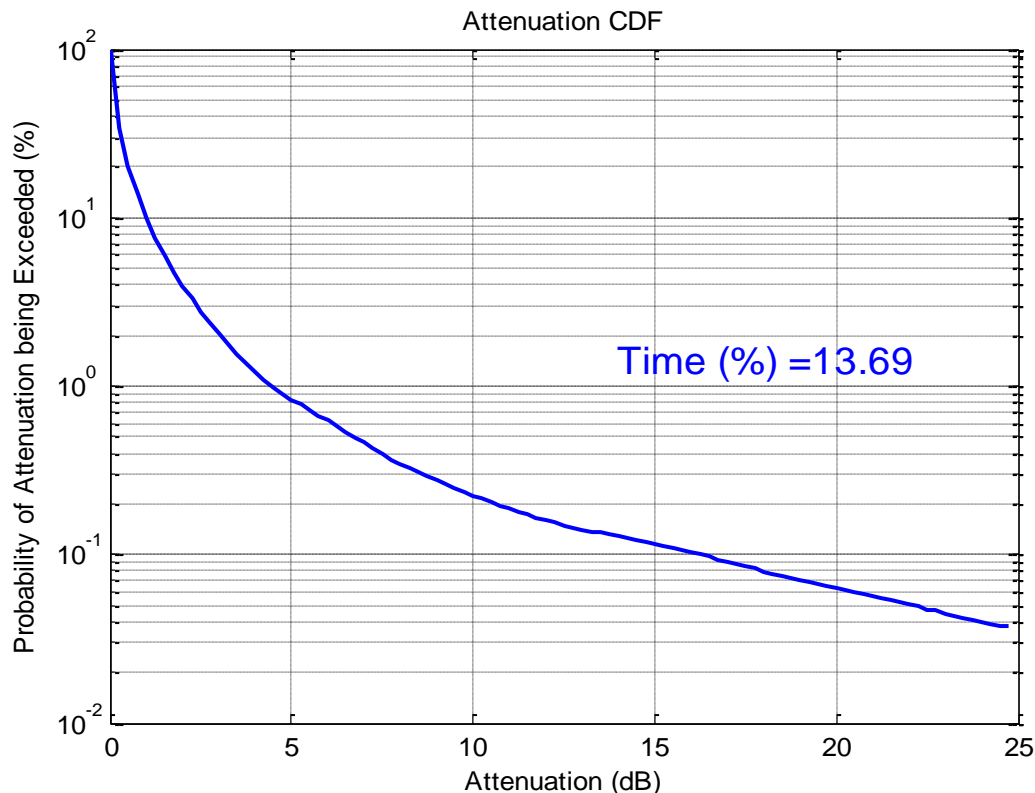


FIGURA 7-2 - CDF DA ATENUAÇÃO.

Adicionalmente, registam-se que os resultados obtidos para a distribuição cumulativa da atenuação estão de acordo com resultados obtidos no passado por outros trabalhos.

Entretanto, outras estatísticas de grande interesse prendem-se com as distribuições cumulativa do XPD (dB) medido, reconstruído, de chuva e de gelo as quais se apresentam na Figura 7-3. Note-se que a percentagem de tempo apresentada a verde corresponde à percentagem de tempo considerada para a chuva, o que significa que apenas em 2.11 % do ano ocorreu chuva, valor que se encontra de acordo com resultados obtidos em estudos antecedentes, ao passo que a percentagem apresentada a preto corresponde à percentagem de tempo do ano tomada para as restantes estatísticas.

Repare-se como a reconstrução é bastante satisfatória, sobrepondo-se quase perfeitamente ao XPD medido. Como se pode constatar, a ocorrência de despolarização por chuva é significativamente menos provável que a ocorrência de despolarização devido a gelo, ao mesmo tempo que se verifica que eventos causadores de despolarização que excede 15 dB são raros, tanto devido a chuva como devido a gelo. Na verdade, valores de despolarização na ordem de, e mesmo inferiores a, 15 dB não são provocados por gelo, mas por chuva.

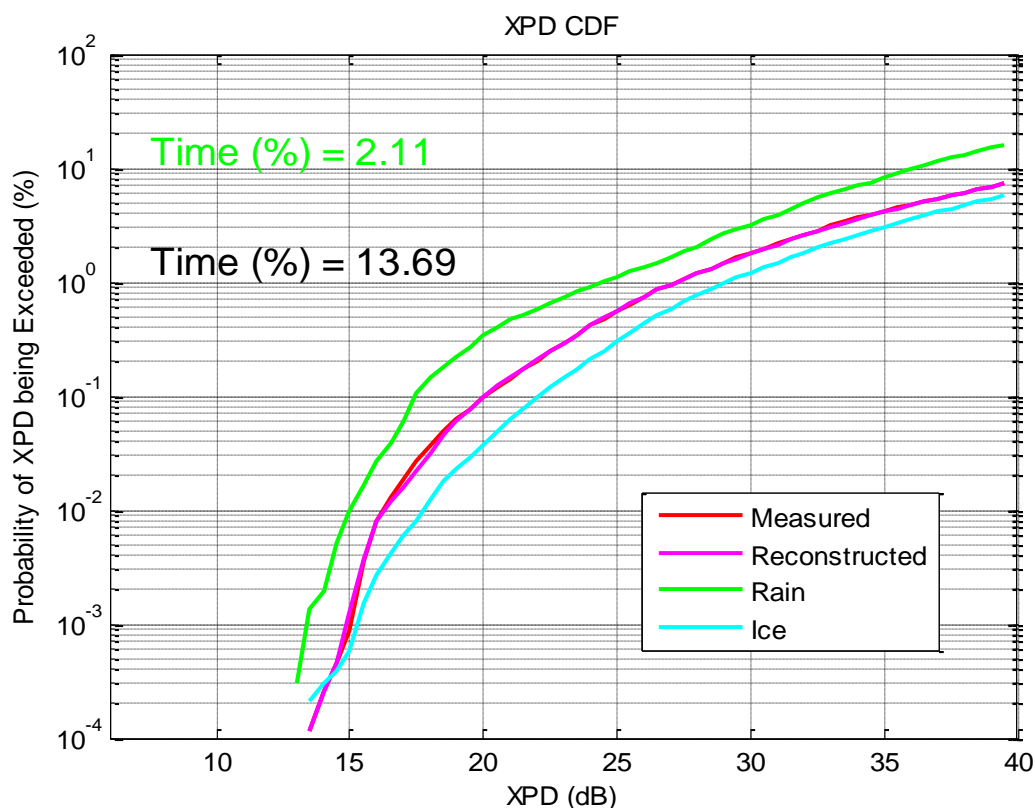


FIGURA 7-3 - CDF do XPD.

7.3 ESTATÍSTICAS CONJUNTAS

Apresentam-se a seguir as estatísticas conjuntas desenvolvidas com vista à análise do XPD como função da atenuação, este devido a chuva, devido a gelo, medido e reconstruído. Também estatísticas de controlo foram levadas a cabo no sentido da avaliação da qualidade do trabalho desenvolvido como um todo.

A primeira estatística conjunta apresentada na Figura 7-4 corresponde à avaliação do XPD provocado por gelo em função da atenuação. Como se pode constatar, os eventos causadores de despolarização atribuída ao gelo situam-se essencialmente a atenuações mais reduzidas, como seria espectável. Também como referido anteriormente, o gelo é

responsável por uma vasta gama de valores de despolarização, que nesta estatística se pode ver que atinge 15 dB.

De salientar que, para todas as estatísticas conjuntas, têm uma barra vertical indicativa do número de ocorrências observadas em unidades logarítmicas.

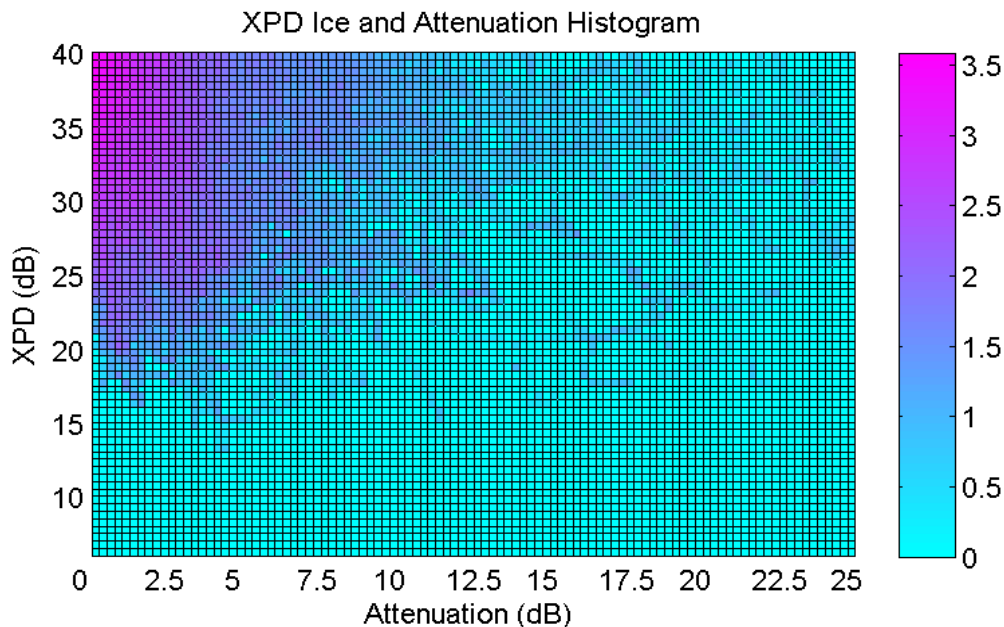


FIGURA 7-4 - XPD DE GELO FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Entretanto, na Figura 7-5, apresenta-se o XPD devido a chuva conjunto com a atenuação. Recordando esta mesma relação apresentada em capítulos antecedentes, pode-se agora verificar como também nesta análise estatística de poderia facilmente sobrepor uma função do XPD decrescente com a atenuação, em virtude da relação bem definida entre estas duas grandezas.

Nas Figura 7-6 e Figura 7-7 encontra-se patente a relação do XPD medido e reconstruído conjunto com a atenuação, respectivamente. Como se pode desde logo observar, ambas as representações apresentam uma enorme similaridade, não se encontrando diferenças significativas na comparação das mesmas. Tal acontece em virtude de uma boa reconstrução dos dados, facto que se encontra explicitado na Figura 7-14.

Atente-se na maior dispersão observada para atenuações mais baixas, esta provocada essencialmente pelo gelo. Para valores maiores da atenuação, nomeadamente acima de sensivelmente 10, 12 dB, contemple-se a relação bem definida entre o XPD e a atenuação, mostrando-se visualmente o decréscimo acentuado da influência provocada

pelo gelo e mesmo a ausência de gelo, e portanto, a presença única de chuva a atenuações superiores.

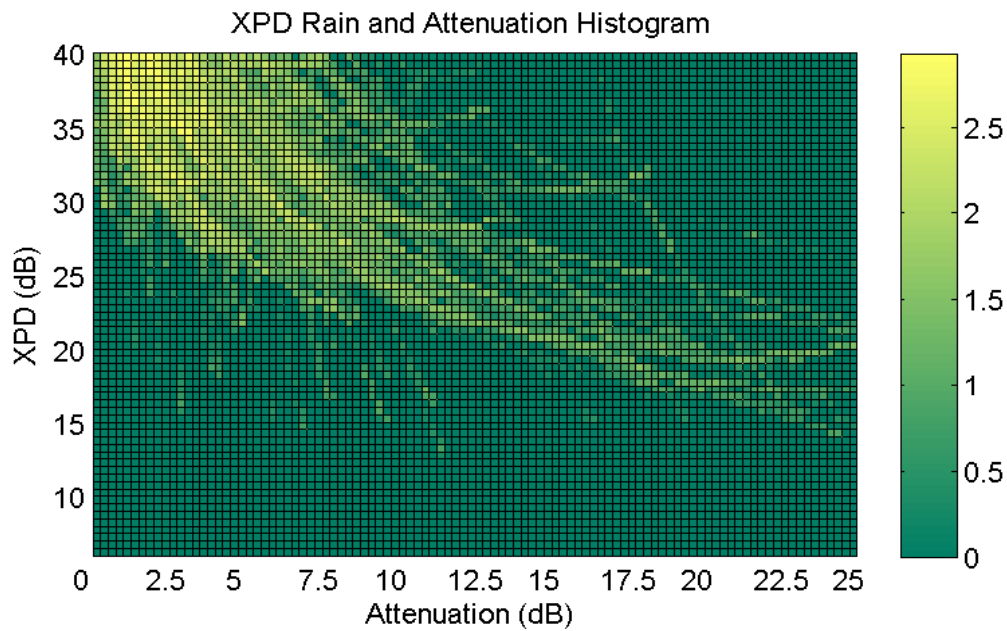


FIGURA 7-5 - XPD DE CHUVA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

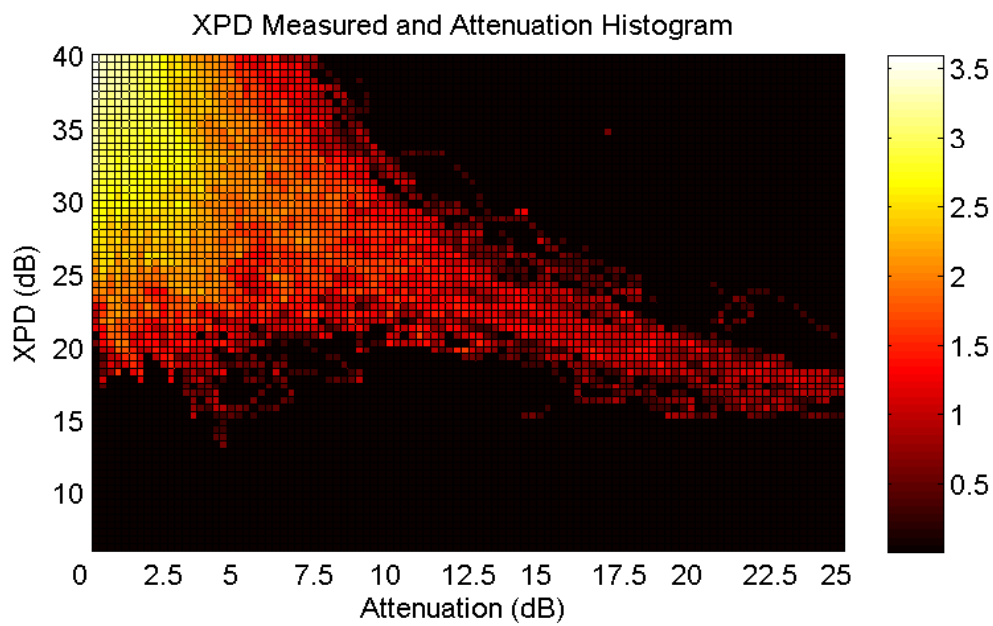


FIGURA 7-6 - XPD MEDIDO FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

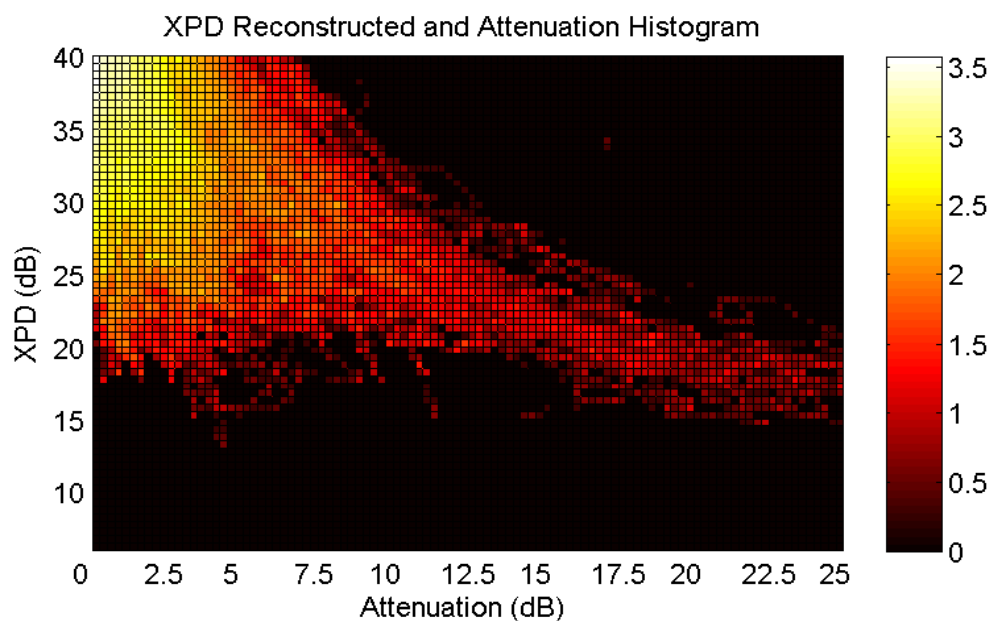


FIGURA 7-7 - XPD RECONSTRUIDO FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Na Figura 7-8 encontram-se representados os percentis de 10, 50 e 90 % do XPD medido em função da atenuação.

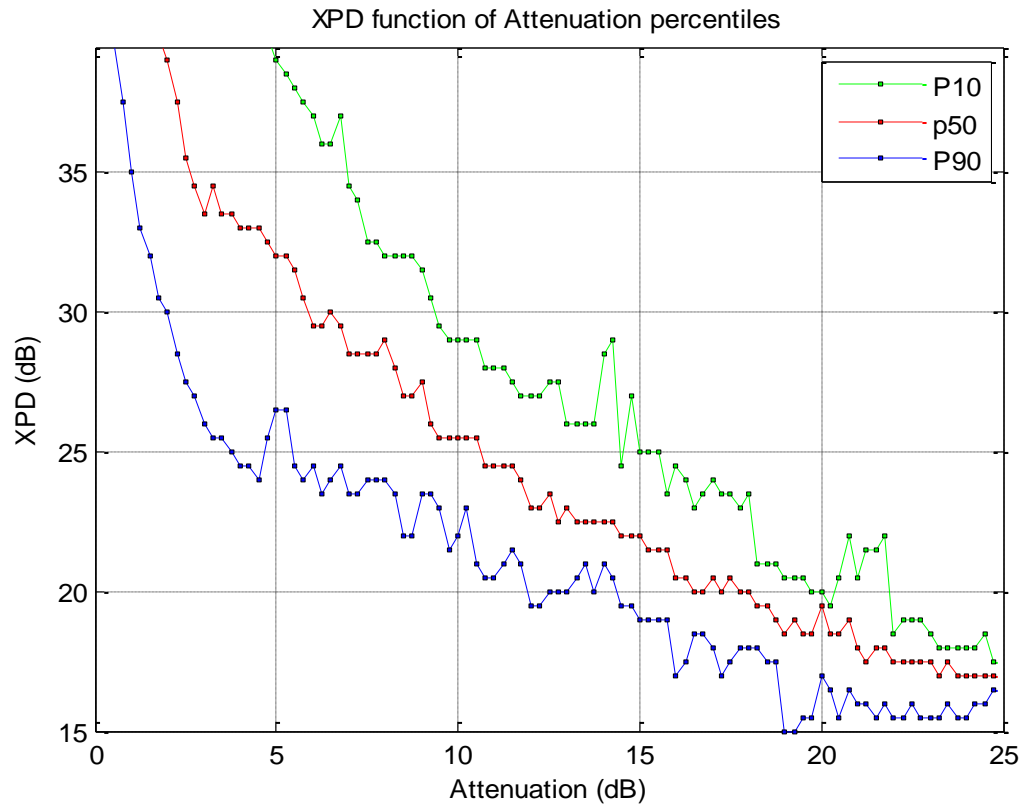


FIGURA 7-8 - PERCENTIS DO XPD FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Nesta figura está bem patente uma grande variabilidade do XPD para baixas atenuações e que se deve fundamentalmente ao gelo. Para atenuações superiores a chuva assume maior preponderância e, assim, os percentis tendem a aproximar-se. A haver gelo nesta gama de atenuações, este não causa tão grande variabilidade.

Repare-se como também fica evidente a necessidade de mais dados do que os que foram analisados e processados. Tal levaria a que os desvios observados nos vários percentis da figura fossem minimizados e mesmo eliminados. Não obstante, é possível inferir a relação pretendida em cada percentil.

Nas Figura 7-9 e Figura 7-10 encontram-se representadas as componentes em fase (parte real) e em quadratura (parte imaginária) do XPD medido em função da atenuação.

Como se pode constatar, a componente em fase apresenta-se bem comportada, sem grande dispersão dos dados, naturalmente em virtude de ser apenas causada por atenuação.

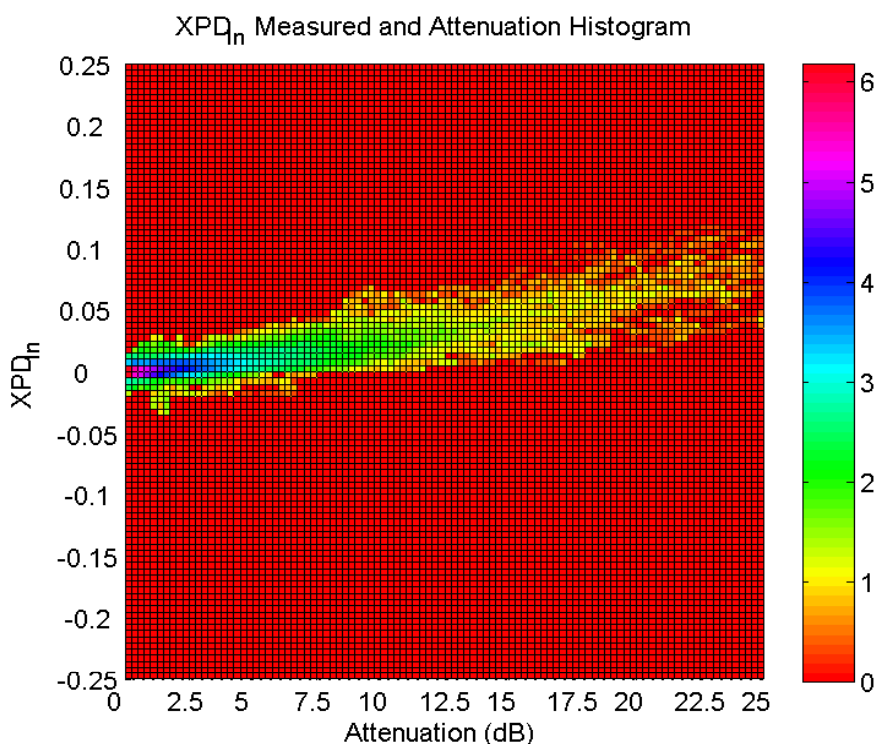


FIGURA 7-9 - COMPONENTE EM FASE DO XPD MEDIDO FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

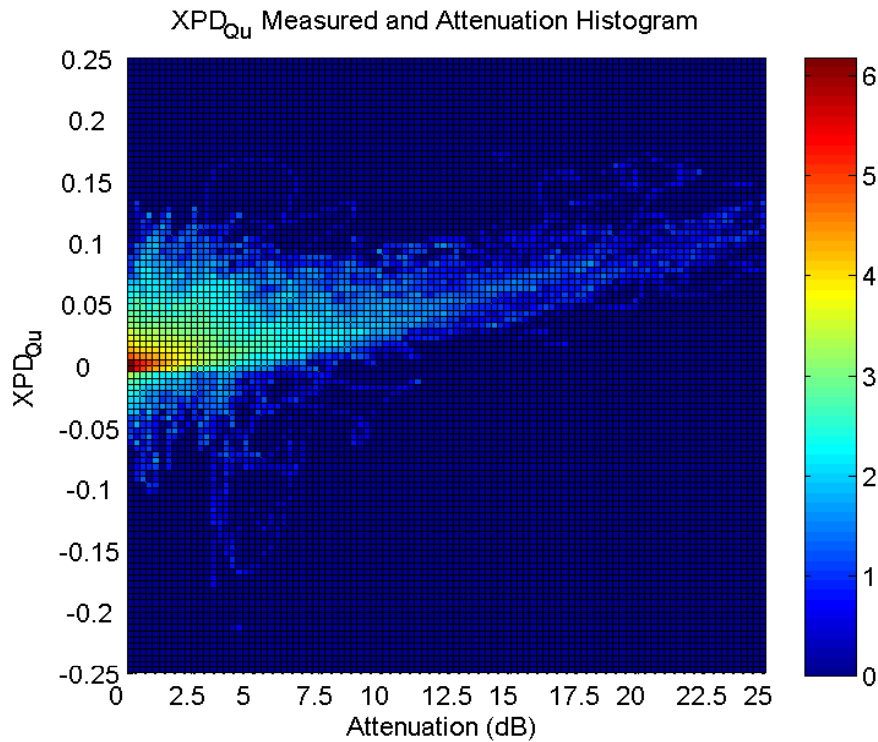


FIGURA 7-10 - COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD MEDIDO FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Por outro lado, a componente em quadratura apresenta excursões vincadas evidenciando claramente a contaminação por gelo, principalmente para valores da atenuação mais reduzidos. De notar como se observa inclusivamente a inversão de fase do vector XPD, fenómeno associado a condições meteorológicas de tempestade, com presença forte de cristais de gelo que sofrem um realinhamento temporário levando a um XPD no sentido contrário ao da chuva.

Entretanto, como se pode observar nas Figura 7-11 e Figura 7-12, onde se apresentam as mesmas componentes do XPD, mas este agora devido apenas a chuva, em função da atenuação, também a componente em fase se manifesta bem comportada, evidenciando-se uma relação bem definida entre esta componente e a atenuação. A relação é crescente em virtude do aumento da parte real da anisotropia de chuva com a atenuação.

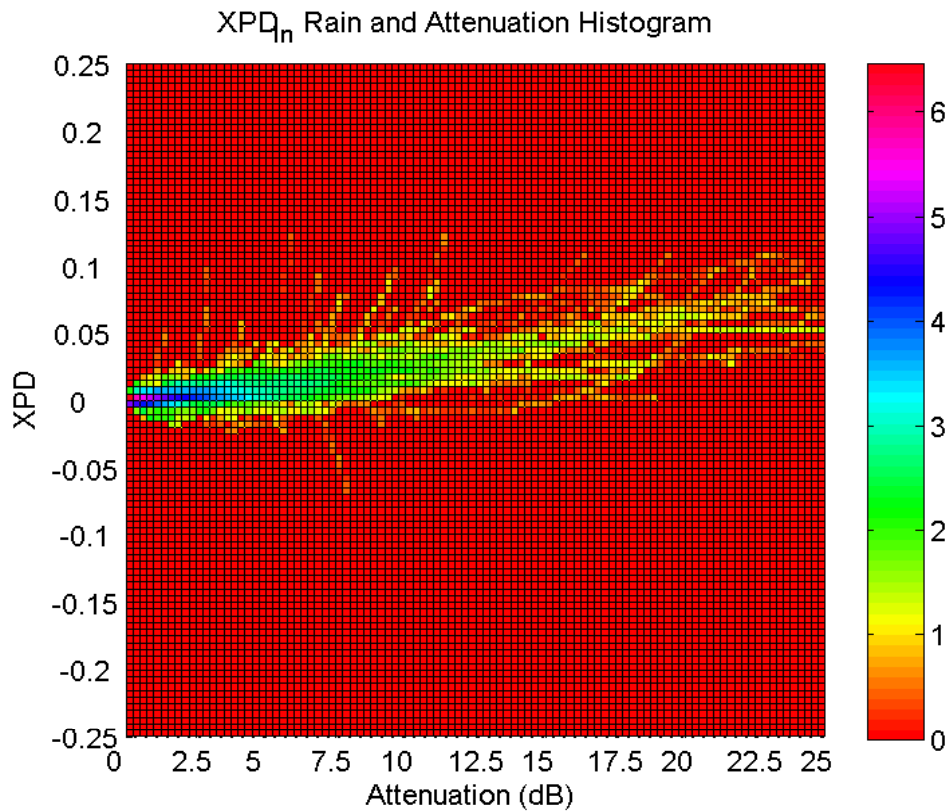


FIGURA 7-11 - COMPONENTE EM FASE DO XPD DE CHUVA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Por oposição ao que se observou para a componente em quadratura do XPD medido, tem-se agora evidente também uma relação bem definida entre esta componente e a atenuação, com a ausência de desvios abruptos no padrão da representação em análise ao mesmo tempo que a grande dispersão observada anteriormente não se encontra patente, sendo porém maior do que a registada para a componente em fase na Figura 7-11.

Também a relação entre a componente em quadratura do XPD e a atenuação apresenta-se crescente, uma vez que também a parte imaginária da anisotropia de chuva é directamente proporcional à atenuação.

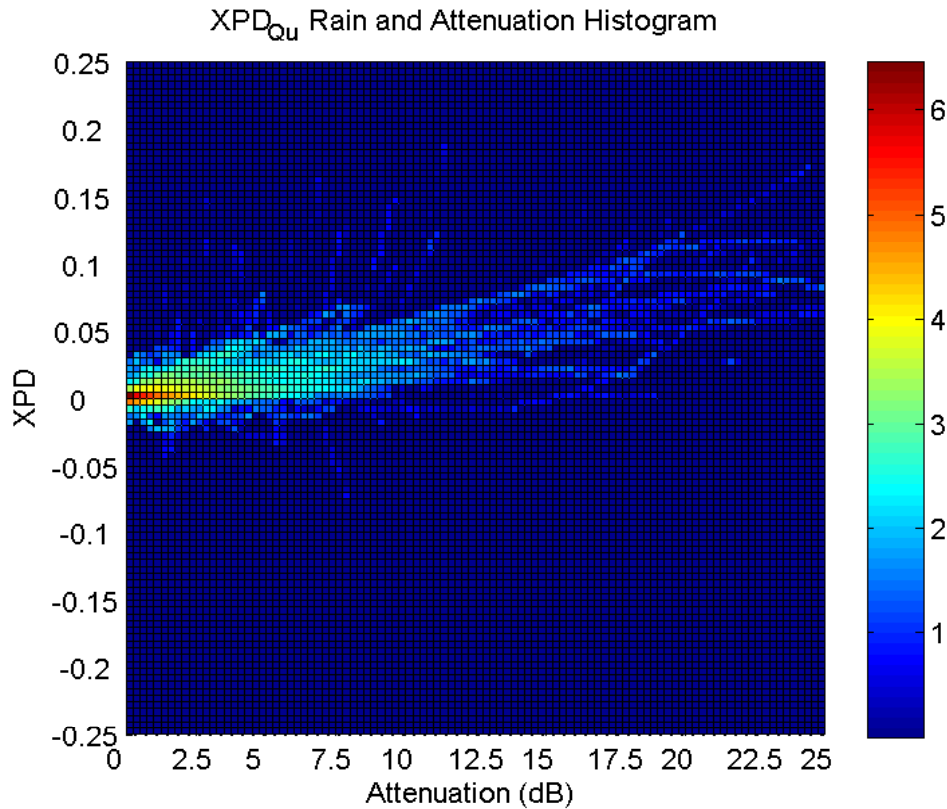


FIGURA 7-12 - COMPONENTE EM QUADRATURA DO XPD DE CHUVA FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO.

Na Figura 7-13 encontra-se representada a componente em quadratura conjunta com a componente em fase do XPD medido. Esta representação pode ser encarada como sendo a representação estatística do gráfico polar do XPD.

Como se pode constatar, várias DSD tiveram lugar para a chuva no decorrer do ano de 2009, podendo observar-se ainda o gelo ocorrido, incluindo a inversão de fase do vector XPD que se manifesta significativa.

De atentar nas ocorrências cuja componente em fase do vector XPD se apresentou negativa. Com efeito, tais ocorrências não são novas e já foram observadas em medidas efectuadas por radar. Estas ocorrências atribuem-se à ocorrência de gelo em fusão e assimétrico com uma película de água envolvente, ou mesmo à existência de gotas prolatas.

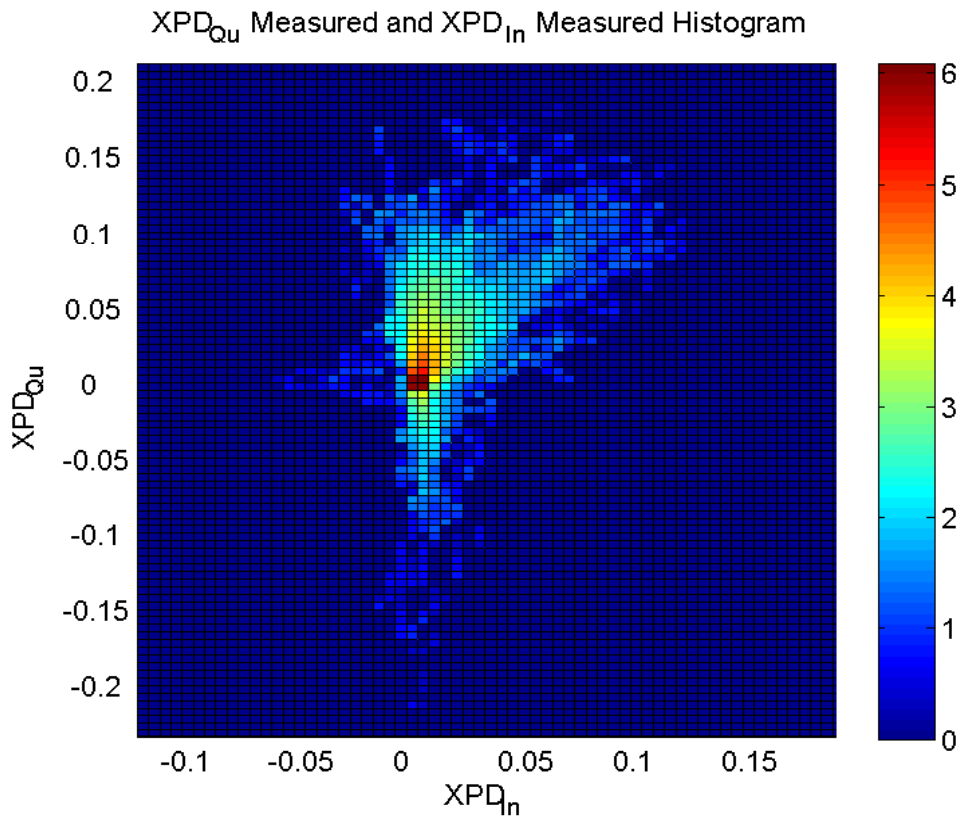


FIGURA 7-13 - COMPONENTE EM QUADRATURA CONJUNTA COM A COMPONENTE EM FASE DO XPD MEDIDO.

Na Figura 7-14 e na Figura 7-15 pode-se contemplar a qualidade da reconstrução dos dados pela avaliação da estatística conjunta do XPD medido e reconstruído.

Ainda que algum espalhamento exista, constata-se claramente uma relação linear bem definida na avaliação conjunta destas duas grandezas, podendo-se dizer que, de facto, e como já fora sugerido, a reconstrução decorreu de forma bastante satisfatória.

Esta é uma estatística de controlo que se reveste de uma importância significativa, contando que as escolhas tomadas no processamento dos dados foram sensatas.

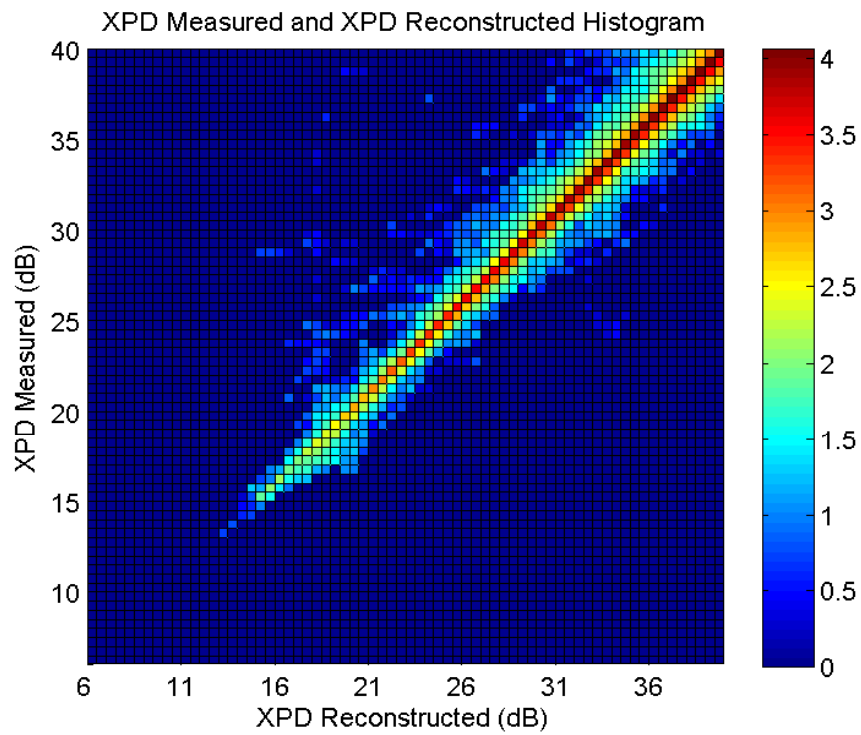


FIGURA 7-14 - XPB MEDIDO CONJUNTO COM O XPB RECONSTRUIDO.

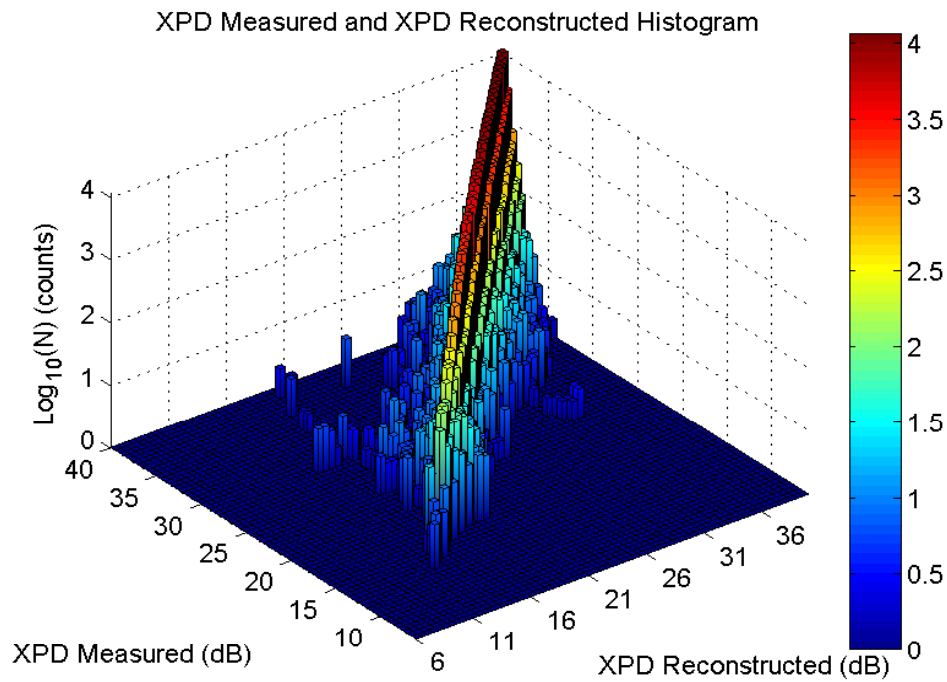


FIGURA 7-15 - XPB MEDIDO CONJUNTO COM O XPB RECONSTRUIDO (OUTRA PERSPECTIVA).

Na Figura 7-16 pode-se observar o factor de redução da anisotropia conjunto com a atenuação.

Como se pode depreender pela análise desta figura, um maior espalhamento é observável a atenuações inferiores, variabilidade decorrente da ocorrência de gelo, ruído de medida e eventualmente imperfeições ou limitações com origem no processo de pré-processamento. Adicionalmente, também a ocorrência de famílias de gotas vibrantes, e que mudam de forma, contribuem para uma anisotropia mais reduzida. De facto, a ocorrência de atenuação sem despolarização observa-se e pode dever-se à existência de gotas muito esféricas, a gelo esférico com uma camada de água envolvente, a gotas vibrantes em virtude da turbulência atmosférica e a nuvens. Todas estas ocorrências são contributivas para o espalhamento observado no espectro de atenuações considerado.

Para valores de atenuação superiores têm-se gotas de maiores dimensões, decorrentes de taxas de precipitação mais intensas. Sendo estas gotas mais estáveis contribuem, assim, para a estabilização do factor de redução da anisotropia.

Entretanto, podem-se ainda observar alguns pontos cujo factor é negativo, estes limitados a valores muito reduzidos da atenuação, e devendo-se fundamentalmente a erros de balanceamento de fase residuais e ao ruído.

Como se pode observar, eventos de atenuação superior a 10-12 dB, são raros e mais anos são necessários para levar a uma estabilização dos resultados acima desta referência e para tornar esta representação mais fiável.

Também ocorrências nas quais o factor apresentado é amplificativo e não redutor encontram-se patentes para valores de atenuação bastante reduzidos. Estas ocorrências encontram resposta na aplicação do nosso modelo para a análise do evento com vista à obtenção da anisotropia de chuva. De facto, a escolha do factor de redução mais adequado é mais problemática a baixas atenuações e despolarizações, principalmente devido à presença de ruído.

Finalmente, pela análise da Figura 7-17, onde se podem observar os percentis de 10, 50 e 90 % do factor de redução da anisotropia em função da atenuação, pode-se constatar a progressiva aproximação dos vários percentis para valores de atenuação sucessivamente maiores, contrastando com o maior espalhamento observado para atenuações inferiores.

Se prudente é dizer que mais dados são necessários, também a análise destes revela que sensato é apontar para um factor de redução da anisotropia médio de 0.6 como sendo um valor de referência, finda agora a análise estatística dos dados decorrentes do ano de 2009.

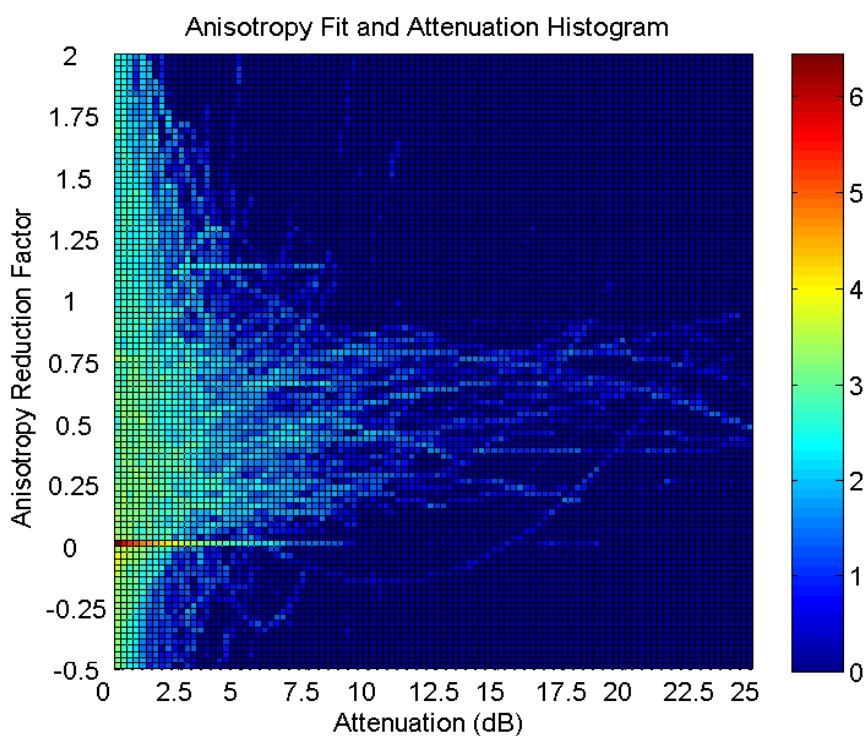


FIGURA 7-16 - FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA CONJUNTO COM A ATENUAÇÃO.

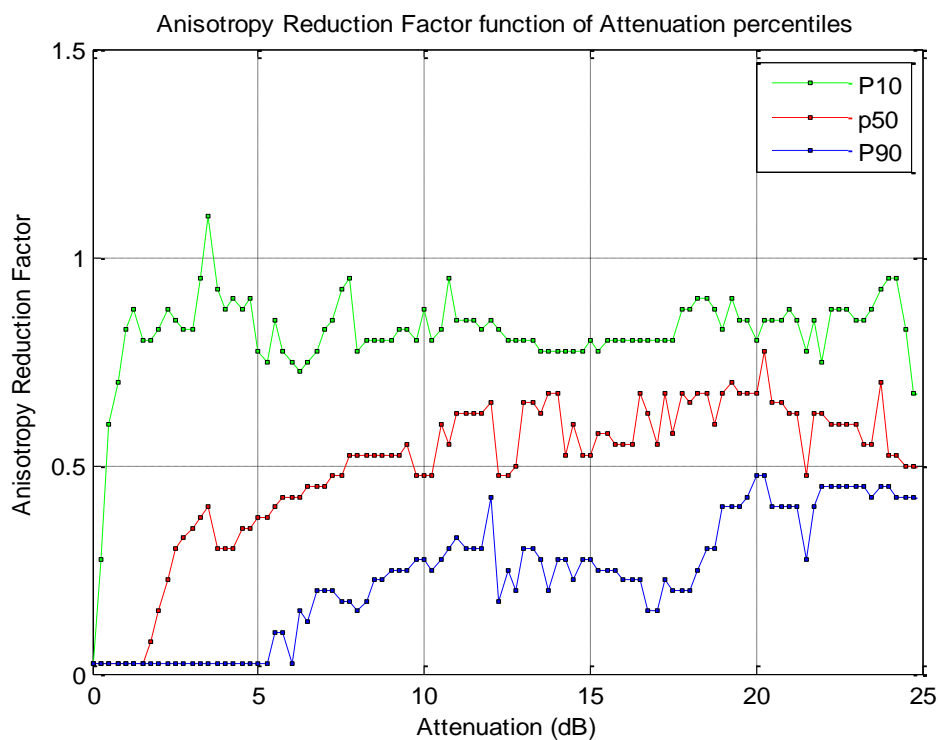


FIGURA 7-17 - PERCENTIS DO FACTOR DE REDUÇÃO DA ANISOTROPIA EM FUNÇÃO DA ATENUAÇÃO

CAPÍTULO 8

CONCLUSÃO E

TRABALHO FUTURO

8 INTRODUÇÃO

Finda a apresentação e a discussão dos resultados obtidos, apresentam-se a seguir as principais conclusões decorrentes do desenvolvimento da presente dissertação.

Entretanto, também algumas sugestões relativas a trabalho futuro são apresentadas.

8.1 CONCLUSÃO

Como se pode concluir, a despolarização ocorre em virtude da presença de hidrometeoros não esféricos que assumem uma orientação preferencial no espaço. Uma orientação aleatória, leva a que as componentes despolarizadas se anulem aos pares, acabando por não se observar despolarização.

O gelo é uma população bastante anisotrópica, podendo registar-se inversões rápidas na fase do vector XPD causadas por eventos nos quais tem lugar actividade eléctrica. Esta actividade registou-se de forma significativa no contexto da totalidade dos eventos analisada.

Como se pôde observar, o gelo apresenta-se como sendo uma contribuição que se reveste de grande importância para a despolarização, surgindo associada a baixas atenuações e excedendo pouco mais do que 15 dB nos resultados obtidos. Na verdade, eventos de despolarização superiores a 15 dB, tanto devido a chuva como devido a gelo, são raros.

Entretanto, a despolarização devido a gelo é bem mais provável do que a despolarização devido a chuva. Com efeito, além da taxa de precipitação cumulativa em Aveiro não ser demasiado elevada, a presença de nuvens e gelo deve estar presente a maior parte do tempo, facto que se observou nas percentagens de tempo associadas a chuva e a gelo para o ano de 2009.

Adicionalmente, a despolarização por gelo é mais importante que a despolarização por chuva, uma vez que a última ocorre, muitas vezes, associada a uma atenuação cuja magnitude excede a margem de atenuação tolerada.

Entretanto, para atenuações superiores a 12 dB a presença do gelo é dramaticamente mais reduzida, tendendo a anular-se para valores de atenuação superiores, evidenciando-se, porém, que mais dados são necessários para que se possa estabilizar tanto o XPD como função da atenuação como o próprio factor de redução da anisotropia de chuva.

Não obstante uma maior precisão poder ser obtida pela contemplação de uma quantidade de dados superior, pode-se concluir que o valor médio para a anisotropia de chuva extraído deste trabalho é sensata e aproximadamente igual a 0.6.

Como se pôde constatar, a modelação de cada população de chuva por meio da DSD mais adequada, associada à imposição de um factor de redução da anisotropia sensato, é fundamental para uma modelação correcta do evento e para a estimação correcta do gelo envolvido, conseguindo-se separar com sucesso as contribuições da chuva e do gelo, facto evidenciado tanto pela relação bem definida entre o XPD estimado para a chuva

conjunto com a atenuação, como também pela boa reconstrução dos dados, esta observável tanto nas estatísticas cumulativas como nas estatísticas conjuntas.

8.2 TRABALHO FUTURO

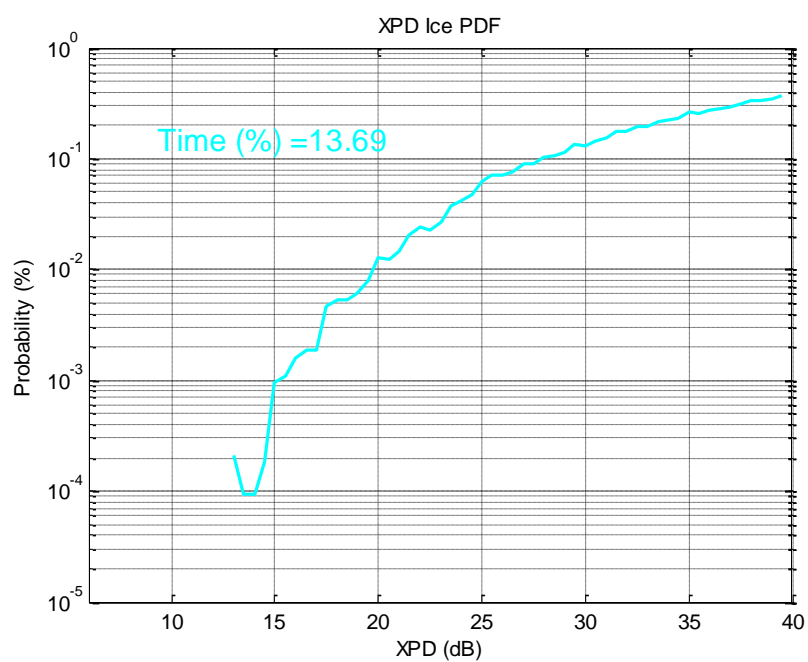
Decorrente das conclusões anteriores e dos resultados apresentados, mais dados devem ser analisados tendo em vista a separação das contribuições da chuva e do gelo para a despolarização.

Tal análise permitirá a determinação mais rigorosa do factor de redução da anisotropia de chuva a aplicar, e permitirá a estabilização dos resultados para valores da atenuação superiores, gama na qual a ocorrência de eventos é rara.

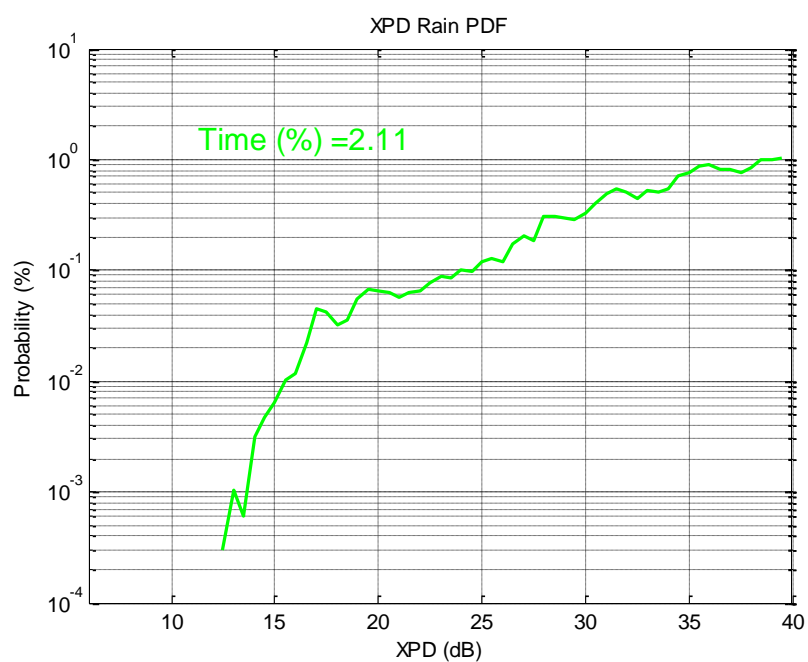
Uma análise comparativa e a discussão activa destes resultados com as recomendações respectivas do ITU é, de igual forma, interessante, e será possível com a exploração sugerida acima, podendo eventualmente procurar-se modelar a contribuição adicional do gelo por meio de um factor mais preciso do que aquele que é apresentado pela recomendação ITU-R P.618-10, uma vez que os modelos usados pelo ITU são essencialmente obtidos a partir de dados recolhidos na sua maioria nos Estados Unidos, países do Norte da Europa e Itália, sendo, portanto, questionável se os modelos se adequam a outras zonas geográficas, nomeadamente com um clima e características diferentes.

ANEXO

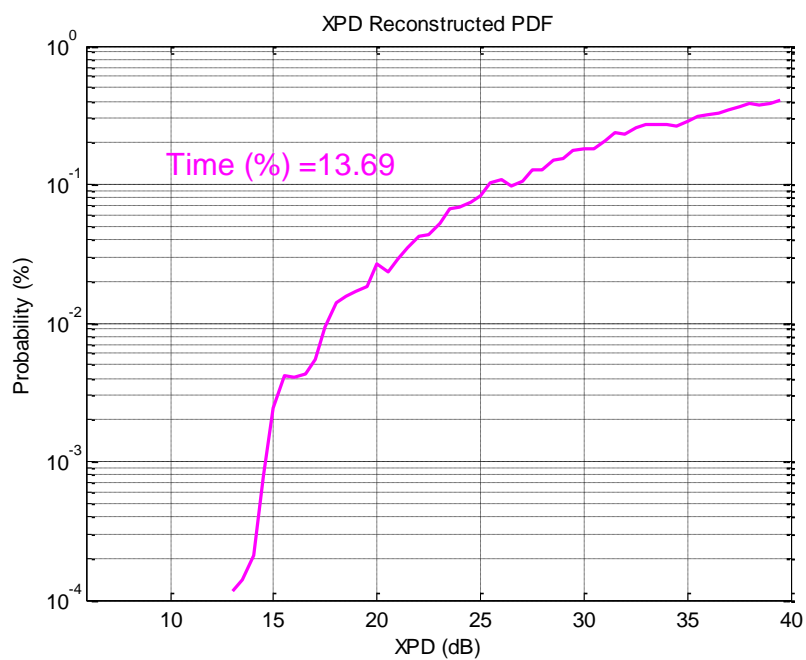
A título de curiosidade, apresentam-se abaixo algumas estatísticas deixadas de fora na análise e discussão dos resultados anterior.



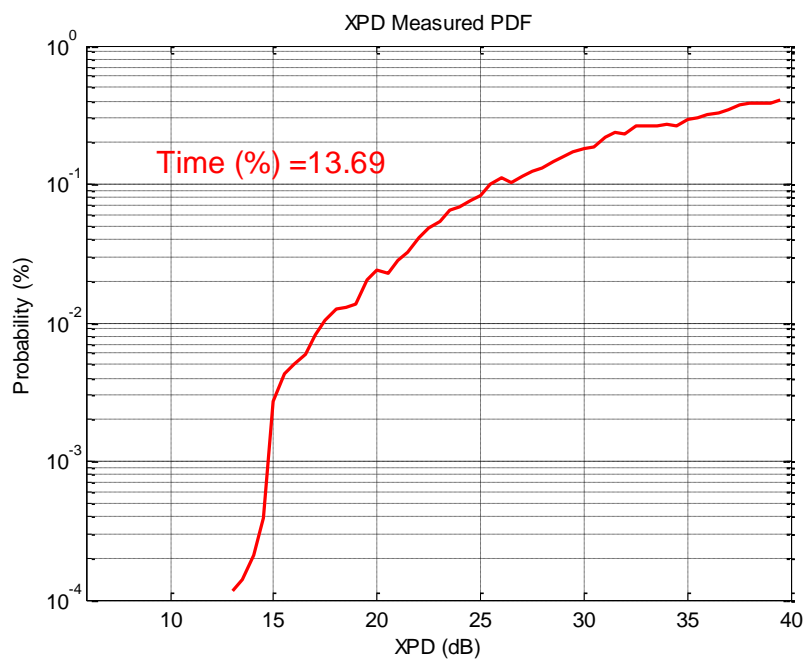
ANEXO 1 - FUNÇÃO DENSIDADE PROBABILIDADE DO XPD DO GELO.



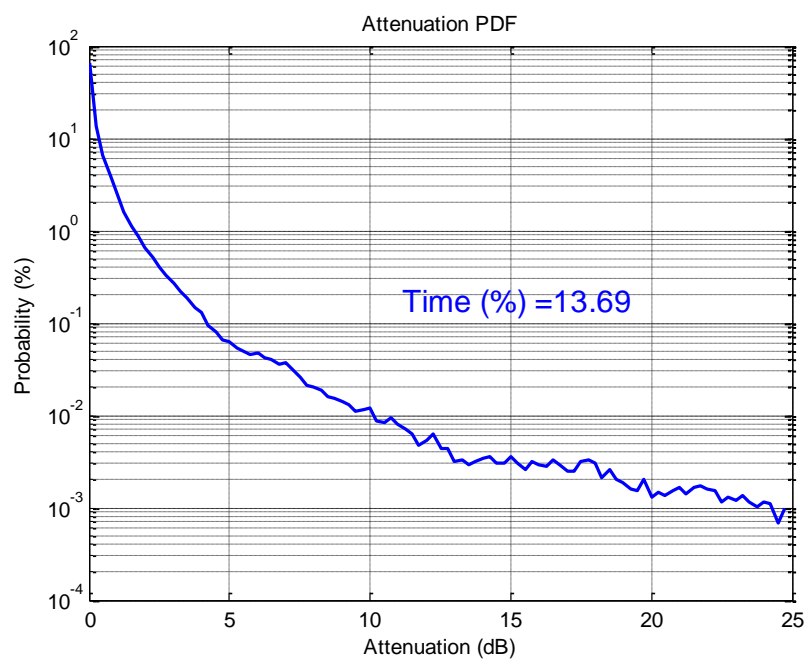
ANEXO 2 - FUNÇÃO DENSIDADE PROBABILIDADE DO XPD DE CHUVA.



ANEXO 3 - FUNÇÃO DENSIDADE PROBABILIDADE DO XPD RECONSTRUIDO.



ANEXO 4 - FUNÇÃO DENSIDADE PROBABILIDADE DO XPD MEDIDO.



ANEXO 5 - FUNÇÃO DENSIDADE PROBABILIDADE DA ATENUAÇÃO.

REFERÊNCIAS

1. <http://lenteestelar.blogspot.com/2011/08/astronauta-da-iss-tira-foto-do-nascer.html> 8/10/2011.
2. Sizun, H., *Radio Wave Propagation for Telecommunication Applications* 2005, Germany: Springer.
3. Ribeiro, J.A.J., *Propagação das ondas Electromagnéticas*. 2 ed 2008: Érica.
4. <http://master.iaq.usp.br>. 01/10/2012.
5. <http://nautilus.fis.uc.pt/cec/ozono>. 4/10/2011.
6. <http://www.sciencefw.com.ar/astrologia/la-atmosfera-vista-desde-la-iss>. 8/10/2011.
7. Gaspar, P.M.d.S., *Modelos de Propagação Terra-Satélite na Banda Ka*, in *Departamento de Electrónica Telecomunicações e Informática* 2008, Universidade de Aveiro.
8. <http://www.viviendoamexico.com/2009/02/page/3>. 7/10/2011.
9. Camacho, C.M.P., *Atenuação e Taxa de Precipitação: Estudo de Variabilidade em Aveiro*, in *Departamento de Electrónica Telecomunicações e Informática* 2009, Universidade de Aveiro.
10. Haslett, C., *Radio Wave Propagation* 2008: Cambridge University Press.
11. Rubia, J.M.G., *Caracterización de la Atenuación por Lluvia en Ondas Milimétricas a partir de Distribuciones Experimentales de Gotas de Lluvia*, in *Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Telecomunicación* 2011, Universidad Politécnica de Madrid.

12. Riva, C., *Spatial characteristics of propagation parameters: a review*. COST 280, 2002.
13. C. Capsoni, F.F., C. Magistroni, A. Paraboni, A Pawlina, *Data and theory for a new model of the horizontal structure of rain cells for propagation applications*. Radio Science, 1987. **22**.
14. Laurent Féral, H.S., Laurent Castanet, Joel Lemorton, *HYCELL-A new hybrid model of the rain horizontal distribution for propagation studies: 1. Medeling of the rain cell*. Radio Science, 2003. **38**.
15. L. Luini, C.C. *MultiEXCELL: a new rainfall model for the analysis of the millimetre wave propagation through the atmosphere*. in EuCap. 2009.
16. G. Brussaard, P.A.W., *Atmospheric Modelling and Millimetre Wave Propagation* 1995: Chapman & Hall.
17. ITU, *Recommendation ITU-R P.839-3: Rain height model for prediction methods*.
18. ITU, *Recommendation ITU-R P.839-2: Rain height model for prediction methods*.
19. J. O. Laws, D.A.P., *The relation of raindrop size to intensity*. Trans. Amer. Geophys. Union, 1943.
20. J. S. Marshall, W.M.P., *The distribution of raindrops with size*. Journal of Meteorology, 1948. **5**.
21. D. Atlas, C.W.U., *The physical basis for attenuation-rainfall relationships and the measurement of rainfall parameters by combined attenuation and radar methods*. Journal Rech. Atmos, 1974. **8**.
22. Wolf, D.A.d., *On the Laws-Parsons distribution of raindrop sizes* Radio Science, 2001. **36**.
23. M. Sekine, G.L. *Rain attenuation of centimeter, millimeter and submillimeter radio waves*. in *12th European Microwave Conference*. 1982.
24. Ishii, S., *Rain Attenuation at Millimeter Wavelength of 1.33 mm*. International Journal of Infrared and Millimeter Waves, 2004. **25**.
25. S. Sayama, M.S., *Influence of raindrop-size distribution on the differential reflectivity up to submillimeter wavelength of 0.96 mm*. International Journal of Infrared and Millimeter Waves, 2002. **23**.
26. H. R. Pruppacher, R.L.P., *A semi-empirical determination of the shape of the cloud and rain drops*. Journal of the Atmospheric Sciences, 1971. **28**.
27. Beard, H.R.P.a.K.V., *A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air*. Q.J.R. Meteorol. Soc, 1970. **96**.
28. M. Thurai, G.J.H., V. N. Bringi, W. L. Randeu, M. Schonhuber, *Drop shapes, model comparisons, and calculations of polarimetric radar parameters in rain*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 2010. **24**.
29. E. Gorgucci, L.B., V. Chandrasekar, *What is the shape of a raindrop? An answer from radar measurements*. Journal of the Atmospheric Sciences, 2006. **63**.
30. Rocha, A.C.D.d., *Tese de Doutorado*, 1996, Universidade de Aveiro.
31. Brussaard, G., *A Meteorological Model for Rain Induced Cross-Polarization*. Antennas and Propagation, IEEE Transactions on, 1976. **24**.
32. R. Gunn, G.D.K., *The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air*. Journal of Meteorology 1949. **6**.

33. D. Atlas, R.C.S., R. S. Sekhon, *Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence*. Reviews of Geophysics 1973. **11**.
34. NOAA, N., USAF, *US Standard Atmosphere, 1976*, 1976: Washington DC, USA.
35. G. B. Foote, P.S.D.T., *Terminal Velocity of raindrops aloft*. Journal of Applied Meteorology, 1969. **8**.
36. <http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/primer/primer.htm>. 8/10/12.
37. Libbrecht, K.G., *The physics of snow crystals* Reports on Progress in Physics 2005. **68**.
38. Louis J. Ippolito, J., *Radiowave Propagation in Satellite Communications* 1986: Van Nostrand Reinhold Company Inc.
39. ITU, *Recommendation ITU-R P.676-8: Attenuation by atmospheric gases*.
40. Anca, A.M.E., *Extraction And Analysis Of Diurnal Fade Variability And Slope From Slant Path Ka Band Radiometer Measurements*, in *Departamento de Electrónica Telecomunicações e Informática* 2007, Universidade de Aveiro.
41. ITU, *Recommendation ITU-R P.618-10: Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems*
42. ITU, *Recommendation ITU-R P.837-5: Characteristics of precipitation for propagation modelling*.
43. ITU, *Recommendation ITU-R P.838-3: Specific attenuation model for rain for use in prediction methods*.
44. César Amaya, T.N., Armando Rocha, José M. Riera, Ana Benarroch, Pedro García-del-Pino, José M. García-Rubia, Guillaume Carrié, Laurent Castanet, *JOINT RESULTS OF LONG-TERM EARTH-SPACE PROPAGATION EXPERIMENTS AT 20-GHz IN CANADA AND EUROPE*. ESA/ESTEC, 2011.
45. Alfredo Barbosa Henriques, J.C.R., *Electromagnetismo* 2006: IST Press.
46. Hulst, H.C.v.d., *Light Scattering by Small Particles* 1981: Dover Edition.
47. Hufford, G., *A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1THz*. Int J Infrared Millim Waves, 1991. **12**.
48. H. J. Liebe, G.A.H., T. Manabe, *A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1THz*. Int J Infrared Millim Waves, 1991. **12**.
49. Haworth, D.P., *Coherent and Incoherent Effects of Atmospheric Hydrometeors on Earth-Satellite and Terrestrial Microwave Links*, 1980, Bradford University.
50. <http://www.stoff.pl/>. 8/8/12.
51. http://space.skyrocket.de/doc_sdat/hotbird-6.htm. 16/11/12.
52. N.K. Uzunoglu, B.G.E., A.R. Holt, D. Phil, *Scattering of electromagnetic radiation by precipitation particles and propagation characteristics of terrestrial and space communication systems*. Proceedings of the Institution of Electrical Engineers 1977. **124**.
53. Zahir M. Hussain, A.Z.S., Peter O'Shea, *Digital Signal Processing* 2009: Springer.
54. Rocha, A., *XPD at Ka-Band from Extended Earth-Satellite Propagation Campaign*. EuCap2012, 2012.